This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

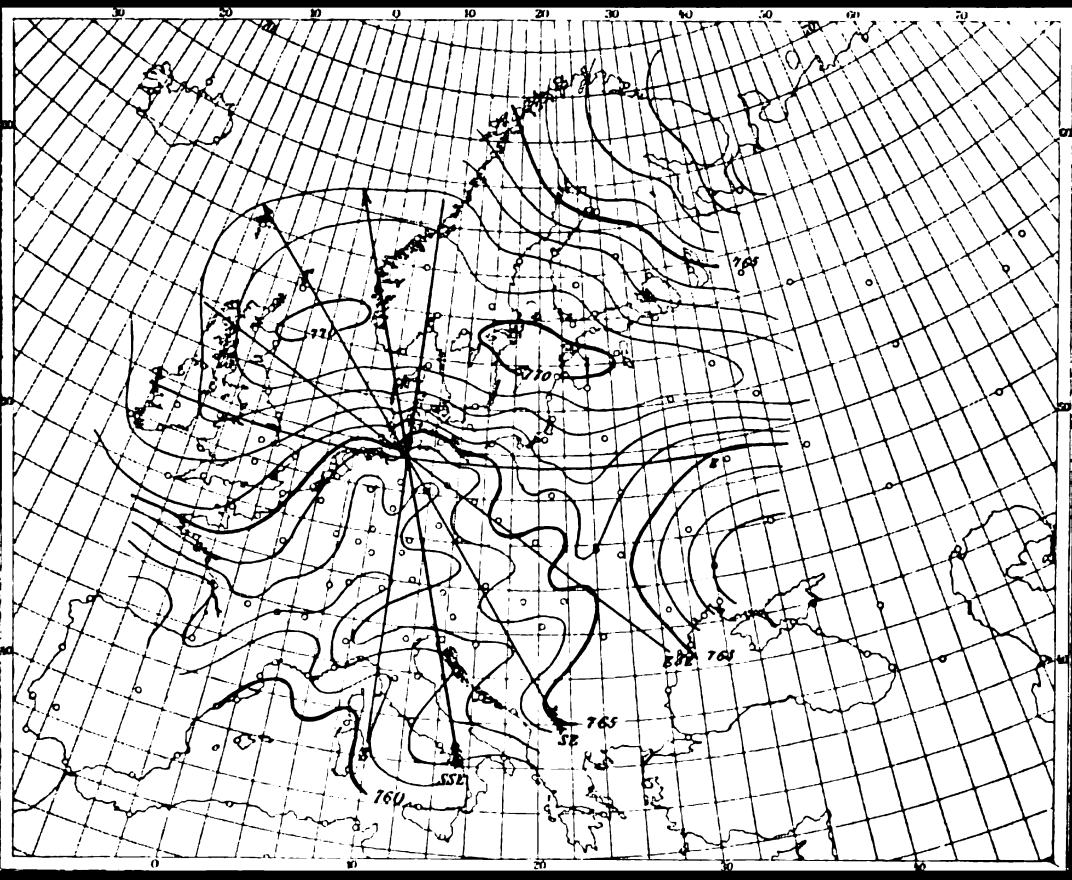
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`



Gerlands Beiträge zur Geophysik

Georg Karl Cornelius Gerland,
Kaiser-Wilhelms-Universität Strassburg. ...

Digitized by Google

LIBRARY OF THE
MUSEUM OF COMPARATIVE ZOOLOGY
DEPOSITED IN THE
MINERALOGICAL LIBRARY
HARVARD UNIVERSITY.

LIBRARY

OF THE

MUSEUM OF COMPARATIVE ZOÖLOGY.
12,017.

Bought.

May 11, 1909.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Beiträge zur Geophysik

Zeitschrift

für

physikalische Erdkunde

Zugleich Organ der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung zu Strassburg i. E.

Herausgegeben

von

Prof. Dr. Georg Gerland

IX. Band

Mit 6 Tafeln und 57 Figuren im Text

Leipzig
Verlag von Wilhelm Engelmann
† 1908

Digitized by Google

APR 1 1909

Museum of comparative Zoology.
(IX)
Deposited in
Mineralogical Library
MAR 23 1938

Druck der Kgl. Universitätsdruckerei von H. Stürtz in Würzburg.

Digitized by Google

Inhalt.

		Seite
I.	Jahresbericht des Direktors der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung für das Jahr 1906, sowie der Nebenstationen .	1—40
II.	Schweydar, W.: Ein Beitrag zur Bestimmung des Starrheitskoeffizienten der Erde	41—77
III.	Arldt, Dr. Th.: Die antipodische Lage von Land und Meer (mit 1 Tafel I)	78—95
IV.	Harboe, E. G.: Das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873 (mit 1 Tafel II)	96—104
V.	Harboe, E. G.: Das Erdbeben von Charleston am 31. August 1886 (mit 1 Tafel III)	105—110
VI.	Schmid, Friedrich: Das Zodiakallicht. Ein Versuch zur Lösung der Zodiakallichtfrage (mit 1 Tafel IV und 5 Figuren im Text)	113—151
VII.	Loos, Dr. P. A.: Untersuchung über die Erdbeben der Stadt Mendoza und Umgebung mit besonderer Berücksichtigung des Bebens vom 12. August 1903	151—200
VIII.	Davison, Charles: The Investigation of Earthquakes (mit 15 Figuren im Text)	201—236
IX.	Tams, Ernst: Geographische Verbreitung und erdwissenschaftliche Bedeutung der aus den Erdbebenbeobachtungen des Jahres 1903 sich ergebenden Epizentren (mit 1 Tafel V)	237—377
X.	von dem Borne, Georg: Die physikalischen Grundlagen der tektonischen Theorien	378—403
XI.	Hoffmann, J. F.: Grundlinien einer Theorie der Eiszeiten .	405—440
XII.	Davison, Charles: On the British Earthquakes of the Years 1901—1907 (mit 19 Figuren im Text)	441—504
XIII.	Köhler, P. Osw.: Über die Kontinentalsockel	505—508
XIV.	Tams, E.: Die mikroseismischen Registrierungen einiger Beben des Jahres 1903. II. Beitrag	509—546
XV.	Krebs, Wilhelm: Granulationen der Sonnenoberfläche als Folgeerscheinungen wellenartiger Vorgänge in der Erdatmosphäre (mit 11 Figuren im Text)	547—558
XVI.	Gerland, G.: Das seismische Verhalten des Atlantischen und des Pazifischen Ozeans	559—571
XVII.	Jahresbericht des Direktors der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung und der übrigen deutschen Stationen für das Rechnungsjahr vom 1. April 1906 bis 31. März 1907 (mit 1 Tafel VI)	572—592
XVIII.	Das Vertikalseismometer der seismischen Station zu Jena (mit 7 Figuren im Text)	593—604

Digitized by Google

Digitized by Google

I.

Jahresbericht des Direktors der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung für das Jahr 1906.

I. Geschichte der Hauptstation.

Die fünfte Tagung des Kuratoriums der Hauptstation fand am 21. und 22. März 1906 statt, unter dem Vorsitz der Herren Geh. Ober-Regierungsrat Dr. Lewald und Ministerialrat Dr. Stadler. Leider war Herr Professor Dr. Günther durch Unwohlsein verhindert, an der Tagung teilzunehmen. Am 7. November ist er aus dem Kuratorium ausgeschieden; seine Stelle wurde Herrn Dr. Messerschmitt (München, Bogenhausen) übertragen.

An die durch Herrn Professor Dr. Weigand's Austritt erledigte Stelle des wissenschaftlichen Hilfsarbeiters der Hauptstation trat am 3. April der Assistent an der Sternwarte in Göttingen Dr. Carl Mainka. Sein Eintritt war für die Station um so wichtiger, als sie ein volles Vierteljahr die Arbeitskraft und die Arbeiten eines wissenschaftlichen Hilfsarbeiters entbehrt hatte.

Für die Kaiserliche Hauptstation war der bedeutendste Vorgang in dem abgelaufenen Etatsjahr ihre Vereinigung mit dem Zentralbureau der internationalen Assoziation, da hierdurch die Arbeiten und Einrichtungen der Hauptstation auf das stärkste beeinflusst wurden. So arbeiteten im Sommer 1906, abgesandt von dem Generalsekretär der Internationalen Erdbeben-Assoziation, Professor von Koevesligethy, zwei seiner Hilfsarbeiter, die Herren A. Rethly und Dr. Szirtes mehrere Monate lang an der Hauptstation, um ihre verschiedenen Instrumente und deren Benutzung, sowie die Bearbeitung ihrer Aufzeichnungen genau kennen zu lernen. Hierbei

Digitized by Google

unterstützten sie durch eingehende Anleitung hauptsächlich Professor Dr. Rudolph zusammen mit Herrn Tams und Dr. Mainka. Ein anderer wichtiger Besuch beider Institute war der des dänischen Magisters Porsild, der auf der Insel Disko ein Institut für die Erforschung des hohen Nordens einrichten und führen sollte. Ihm lag zugleich die Errichtung einer polaren Erdbebenstation im Sinne, welcher Gedanke von der Hauptstation mit lebhaftestem Beifall begrüsst wurde. Der Plan, Herrn Porsild ein tüchtiges Seismometer von der internationalen Assoziation auf mehrere Jahre leihweise zu verschaffen, wurde überflüssig dadurch, dass Herr Porsild durch dänische Unterstützung ein solches ankaufen konnte. Doch wurde ihm vom hiesigen geographischen Seminar mit Genehmigung des Kuratoriums der Universität ein anderes für die genauen Bestimmungen der Erdbewegungen des Nordens nicht unwichtiges Instrument, ein Theodolit, auf mehrere Jahre geliehen.

Wichtig ist die Vereinigung der Hauptstation und des Zentralbureaus auch für die Bibliothek beider Institute. Die Hauptstation besass eine solche, die, durch Ankauf und Schenkungen zustande gekommen, nicht bedeutend war. Jetzt musste sie, bei viel grösserem Gebrauche, für beide Institute erweitert werden. Namentlich Zeitschriften wurden angeschafft, dann aber auch andere für die Erdbebenstudien unentbehrliche Werke.

Zugleich wurde ein Lesezimmer, das schon im vorigen Jahre in seinen ersten Anfängen eingerichtet war, jetzt wirklich brauchbar gemacht. Alles Neuangeschaffte wird daselbst für die Mitglieder beider Institute zur Einsicht und Benutzung ausgelegt, zugleich mit einer Reihe von neuen Eingängen des geographischen Seminars und des Direktors. Vieles wurde auch, auf Bitten seitens des Zentralbureaus, der Bibliothek geschenkt. Doch ist selbstverständlich die Trennung des Besitzes beider Institute streng innegehalten.

Ein anderes wichtiges Ereignis für die Hauptstation war der Bau und die Errichtung einer ausreichenden Werkstätte, die, vom Unterzeichneten längst geplant, jetzt in Rücksicht auf das Zentralbureau und die gemeinsamen Arbeiten, die immer mehr anwachsen und immer unerlässlicher werden, gebaut werden musste. Der Direktor der Hauptstation wandte sich daher zunächst an Rektor und Senat, dann an das Kuratorium der Universität mit der Bitte, an das Observatorium der Hauptstation eine entsprechende Werkstätte anbauen zu dürfen. Die Bitte wurde sofort bewilligt. Auf Anordnung des Kuratoriums der Universität wurde Herr Regierungsbauinspektor

Digitized by Google

Jähnike, der das Observatorium gebaut hat, auch diesmal ersucht, den Bau zu übernehmen. Er ging freundlichst darauf ein und entwarf den Plan. Hierüber berichtete der Direktor der Hauptstation unter Beilegung des Planes an das Kuratorium der Universität sowie an beide Vorsitzende des Kuratoriums der Hauptstation. Da kein Widerspruch erfolgte, so begann der Bau im August und war Ende Januar 1907 vollendet. Auch für die innere Einrichtung des Gebäudes ist schon vieles geschehen.

Nach dem Abgange des Mechanikers Forstbauer trat der Feinmechaniker Wilhelm Kayser aus Schwenningen an die erledigte Stelle.

Von den vielen Besuchen, welche die Hauptstation hatte, ist ausser den schon genannten hervorzuheben, dass Geheimrat Lepsius-Darmstadt und mit ihm Herr Professor Dr. Zeissig-Jugenheim gleich nach Pfingsten das Observatorium genau besichtigten, dass Dr. Castens zur Untersuchung des Horizontalschwerpendels, welches die Hauptstation mit zwei Komponenten nach Daressalam abgab, sich kurze Zeit aufhielt; dass Herr Hofrat Haid das Original seiner äusserst interessanten Aufzeichnungen vom Dezember 1906 und Januar 1907, wie sie die Station Durlach geliefert hatte, mit unseren Originalen verglich. Herr Professor Dr. Benndorf-Graz war vom 3. bis 7. Dezember hier, um ähnliche Studien an den Originalen des Zentralbureaus zu machen; Herr Dr. Zoeppritz-Göttingen zu gleichem Zwecke am 31. Dezember 1906. Vom 28. Januar 1907 an besuchte auf Wunsch des Herrn Dr. Schütt Herr Gang aus Hamburg beide hiesige Institute, um sich unter Anleitung der hiesigen Herren mit den nötigen Rechnungsmethoden für das richtige Verständnis grösserer Beben bekannt zu machen. Ende März weilte Graf de Montessus de Ballore aus Abbeville hier, um vor seiner Abreise nach Chile, wo er den seismischen Beobachtungsdienst organisieren soll, sich mit den Apparaten bekannt zu machen.

Einige Studienreisen sind auch von der Hauptstation aus unternommen. So wurde Professor Rudolph im April 1906 von dem Direktor beauftragt, eine Reise nach Neapel zu unternehmen, um den Vesuv in seiner damals so akuten Tätigkeit zu studieren. Er verweilte etwa 14 Tage dort und brachte wertvolles Material zu weiteren Studien mit. Ein für das Studium der wechselnden Unruhe des Berges sehr brauchbares Instrument wurde auf einige Zeit Herrn Professor Matteucci leihweise überlassen.

Der Direktor nahm Mitte September an dem zu Brüssel tagenden internationalen Kongresse für Polarforschung teil, um das seismische

Digitized by Google

Studium der arktischen Gegenden anzuregen, welches für die Erforschung der Seismizität der Erde von hoher Wichtigkeit ist. In der Spezialsitzung, welche vom Kongresse für diese Fragen eingerichtet wurde, besprach er die Bedeutung der seismisch-arktischen Forschung und machte verschiedene Vorschläge zur Förderung derselben, welche vom Kongress angenommen wurden. Er hat später über die Angelegenheit auch in einer Sitzung der permanenten Kommission der Assoziation in Rom Bericht erstattet.

Dr. Mainka besuchte im November 1906 die Stationen Durlach, Heidelberg, Göttingen und Hamburg, sowie das physikalische Institut der technischen Hochschule zu Darmstadt, wo Herr Zeissig sein Instrument für Jugenheim anfertigt. Er besprach das Instrument sowie die neue Station zu Jugenheim und ihre Einrichtung ausführlich mit Herrn Zeissig, den er in Jugenheim besuchte. Am Schlusse seiner Reise sollte Dr. Mainka auch Kaiserslautern besuchen, um die Begründung und Einrichtung der pfälzischen Erdbebenstation zu fördern, welche die wissenschaftliche Gesellschaft Pollichia (Neustadt a. d. Haardt) auf Anregung des Wirkl. Geheimen Rats Dr. von Neumeyer Exz. vorgeschlagen hatte. Die Kaiserliche Hauptstation wünschte schon längst dringend eine Erdbebenstation gerade in dieser seismisch so sehr interessanten Gegend; leider lehnte der Landrat der Pfalz das Gesuch ab. Die Stationenlinie Freiburg i. Br., Strassburg, Durlach, Heidelberg, Jugenheim, in ihrer Ausdehnung interessant und wichtig genug, ist die erste, welche in ungefähr meridionaler Richtung eine Reihe einander nahe liegender Beobachtungspunkte hat. Sie würde durch die Begründung einer Station in Kaiserslautern neben Jugenheim einen wertvollen Abschluss im Norden erhalten haben, der jetzt für sie durch die eine Station Jugenheim gegeben ist. Leider fehlt als südlicher Anfangspunkt dieser Stationenreihe noch die Station Mülhausen i. E., die in mancher Beziehung wichtig sein wird. Für jetzt aber musste von ihr und ebenso von der Gründung einer Station in Metz abgesehen werden, da es der Kaiserlichen Hauptstation an Geld und Zeit und Arbeitskräften zu diesen neuen Stationen fehlt.

Von auswärtigen Stationen ist, abgesehen von der Unterstützung der arktischen Stationen auf Disko, nur die afrikanische Station Daressalam seitens der Hauptstation wesentlich gefördert, ja man kann sagen begründet worden, insofern, als ihr die Kaiserliche Hauptstation ein zweiteiliges Schwerpendel von Bosch, mit wertvollen Verbesserungen von Dr. Mainka, kostenfrei überliess, die zu Be-

Digitized by Google

obachtungen nötige Uhr besorgte und längere Zeit prüfte und alles zur Seereise fertig verpackt nach Hamburg abgehen liess.

Die Wochenberichte der Hauptstation, deren Zusammenstellung hauptsächlich Herr Sieberg besorgte, wurden wie bisher verschickt; die Zahl der Institute jedoch, an welche sie verschickt wurden, hat sich stets vermehrt; sie beträgt jetzt 198. Diesen Wochenberichten wurden seit dem 1. April 1906 Monatsberichte über die makroseismischen Beben beigefügt, nach dem Vorschlag in der ersten Sitzung der vorjährigen Tagung des Kuratoriums. Einige kleine Änderungen traten Anfang 1907 im Schema der Wochenberichte ein, denen auch Kopien besonders auffallender Aufzeichnungen beigefügt werden.

Der wöchentliche Nachrichtenverkehr mit den deutschen Stationen wurde auf mehrere ausländische ausgedehnt, zunächst auf alle österreichisch-ungarische, sodann auf Rom, Tokio, Florenz, Padua, Bukarest, Grenoble, Basel und Tacubaya.

Die schon eingangs betonte Wichtigkeit der nahen Vereinigung der Kaiserlichen Hauptstation mit dem Zentralbureau der internationalen seismologischen Staatsassoziation zeigte sich besonders klar im Herbste 1906, da vom 16. bis 28. Oktober die permanente Kommission der Assoziation unter dem Vorsitze des Präsidenten, Herrn Prof. Direktor Palazzo, zu Rom tagte. Das Deutsche Reich war bei dieser Tagung vertreten zunächst durch den Delegierten des Reiches, Prof. Dr. Wiechert-Göttingen; sodann durch den Direktor des Zentralbureaus und ferner, auf besondere Einladung des Präsidenten, durch Prof. Dr. Rudolph-Strassburg. Die Tagung eröffnete der Minister des Ackerbaues, Herr Cocco-Ortu Exz., indem er die Delegierten der assoziierten Staaten bei ihrer ersten Zusammenkunft feierlich begrüsste; der Direktor des Zentralbureaus berichtete über die Tätigkeit desselben, wobei die Beziehungen des Zentralbureaus und der Kaiserlichen Hauptstation, die gemeinschaftliche Tätigkeit beider Institute und ihre enge Vereinigung sowie die Notwendigkeit und der Nutzen dieser Vereinigung besonders klar hervortrat und allgemein anerkannt und gebilligt wurde. Der für die Hauptstation begonnene Bau einer ausreichenden Werkstätte wurde allseitig auch in seinem Werte für die Assoziation anerkannt und ein ansehnlicher Geldbetrag (3500 M.) für experimentelle Arbeiten bewilligt. Der Rechenschaftsbericht des Direktors, der von ihm in Gemeinschaft mit Herrn Rechnungsrat Gross-Strassburg aufgestellt und mit den nötigen Belegen versehen war, fand allseitige Zustimmung. Fast alle zur Assoziation gehörigen Staaten hatten ihre Dele-

Digitized by Google

gierten geschickt; als Gäste wohnten den Sitzungen bei der Direktor der Sternwarte zu Rom, Professor Millosevich, der bekannte Florentiner Erdbebenforscher Padre Alfani und Herr Ingenieur Loperfido ebenfalls aus Florenz; sodann Herr Bigourdan von der Sternwarte zu Paris. Professor Schuster aus Manchester wohnte den Kommissionssitzungen als Delegierter Grossbritanniens bei, welches kurz vor Beginn derselben der Assoziation beigetreten war, zunächst freilich nur auf vier Jahre.

Einige Anträge der Kaiserlichen Hauptstation, die vom Direktor des Zentralbureaus der permanenten Kommission vorgelegt wurden, unter anderen die Begründung einer internationalen Erdbebenstation in Palästina, wurden zwar in ihrer Wichtigkeit anerkannt, zur Beschlussfassung aber auf das nächste Jahr (1907) verschoben, da sie dann in der im Haag im September 1907 tagenden Generalversammlung der Assoziation wieder zur Sprache kommen sollen.

Dagegen stellte die permanente Kommission dem Zentralbureau einige andere umfassende Aufgaben, zunächst den Antrag Wiechert, dass ein besonders wichtiges Erdbeben des ablaufenden Jahres 1906 in vollständiger Bearbeitung, mit photographischer Wiedergabe der Originalaufzeichnungen — in Originalgrösse — der im Haag tagenden Generalversammlung vorgelegt werden soll und zwar so zeitig, dass die Fachgelehrten noch vor Beginn der Generalversammlung ihre Schlussfolgerungen daraus ziehen können. Ferner sollen die Erdbebenkataloge des Jahres 1904 (makro- und mikroseismisch) in der Art wie der von Prof. Rudolph ausgearbeitete Katalog der Erdbeben von 1903 zusammengestellt werden.

Es sind dies Arbeiten so umfassender Art, dass sie von dem Zentralbureau nicht fertig gestellt werden konnten; die Kaiserliche Hauptstation war nicht in der Lage anders als unterstützend durch Darbietung ihrer Sammlungen usw. einzutreten. Nun hatte schon früher Geheimrat Helmert vorgeschlagen, das Zentralbureau bezw. die Assoziation möge nach dem Vorgang der geodätischen internationalen Assoziation einen Gelehrten für solche grösseren Arbeiten auf längere Zeit mit entsprechender Remuneration anstellen. Es bewarben sich Prof. E. Oddone aus Rom und Hofrat Dr. Rosenthal aus St. Petersburg, welche denn auch mit Einwilligung des Präsidenten der Assoziation in die Stellen eintraten, Prof. Oddone Ende November, Dr. Rosenthal Mitte Dezember 1906. Sie wurden namentlich vom Professor Rudolph und Dr. Mainka in ihre Tätigkeit eingeführt. Professor Oddone übernahm als Hauptarbeit den Katalog der Makro-

Digitized by Google

seismen des Jahres 1904, Dr. Rosenthal den Katalog der Mikroseismen des gleichen Jahres. Beide hoffen bis Mitte August 1907 diese Arbeiten fertig zu stellen. Ausserdem haben beide Herren, im Vereine mit den Herren Professor Rudolph, Dr. Mainka und dem Assistenten des Zentralbureaus Herrn E. Tams an der ausführlichen Bearbeitung des Valparaisobebens teilgenommen. Auch werden die Herren Oddone, Rosenthal und Tams kleinere Nebenarbeiten ausführen, zunächst wissenschaftliche Abhandlungen, die in zwanglosen Heften im Druck erscheinen werden, dann aber auch instrumentelle Arbeiten; wie denn Herr Oddone aufgefordert ist, einen einfachen Mareographen anzufertigen. Dieser Wunsch wurde von der permanenten Kommission während der Tagung zu Rom auf Anregung der Vertreter des Deutschen Reiches und der Kaiserlichen Hauptstation ausgesprochen.

Die permanente Kommission der internationalen seismologischen Assoziation hatte das Zentralbureau der Assoziation in Strassburg i. E. beauftragt, ein Preisausschreiben für die Konstruktion eines Seismometers für Nahbeben zu erlassen. Es wurde bestimmt, dass der Apparat folgenden Anforderungen genügen müsse:

1. Er soll zur Registrierung entweder der horizontalen oder der vertikalen Bewegung der Nahbeben dienen.

2. Er soll möglichst einfach sein. Die durch ihn erzielte Vergrösserung der Bodenbewegung soll im Minimum eine 40 bis 50 fache sein.

3. Der Verkaufspreis des Instrumentes (inkl. Registrierapparat) soll möglichst niedrig sein, etwa 300 M.

Die ausgesetzten Preise sind: 1000 M., 700 M., 500 M., 300 M.

Die Instrumente müssen, so wurde bestimmt, auf Kosten und Gefahr des Bewerbers bis 1. September 1907 an den Vizepräsidenten der internationalen seismologischen Assoziation, Herrn Direktor Dr. J. P. van der Stok in De Bilt, Niederlande, eingesandt werden, damit sie anlässlich der Mitte September im Haag tagenden Generalversammlung der Assoziation ausgestellt werden können. Die Untersuchung über ihre Leistungsfähigkeit erfolgt durch das Zentralbureau in Strassburg i. E.

Das Urteil fällt eine von der permanenten Kommission ernannte Jury, die aus fünf Fachgelehrten besteht; es wird um Ostern 1908 bekannt gegeben.

Das Zentralbureau, unterstützt von der Kaiserlichen Hauptstation, versandte die Preisausschreiben und erhielt viele Anfragen, so dass auf eine lebhafte Beteiligung an diesem Wettbewerb zu hoffen ist.

Digitized by Google

Einzelne allgemeine Unternehmungen von praktisch-wissenschaftlicher Art, welche zunächst nur als Vorversuche gelten, später aber weiter ausgeführt werden sollen, beschäftigen die Hauptstation auf das Lebhafteste. Die eine betrifft die Ausführung einer seismischen Triangulation, für welchen Plan Prof. Rudolph mit dem hiesigen Telegraphenamt in Verhandlungen trat. Der Hauptstation wurde, allerdings nur für die Nachtstunden, eine 30 km lange Schleife der Telephonleitung von Strassburg bis Brumath zur Verfügung gestellt. Dr. Mainka stellte mit Hilfe des Mechanikers Kayser ein Schwerpendel her, welches bei seiner demnächstigen Fertigstellung zu diesen Vorversuchen gebraucht werden soll.

Auch bei einem anderen Plan beteiligte sich, zunächst nur in Vorarbeiten, die Hauptstation, der angeregt wurde von der Handelskammer in Hamburg und den Zweck hat, um tunlichst rasche Ermittelung des epizentralen Schüttergebietes eines eintretenden starken Bebens, schleunigste Mitteilungen über die Lage desselben zu veröffentlichen, welche Mitteilungen für den Geschäftsverkehr von grosser Wichtigkeit werden können. Da über diesen Plan Herr Dr. Schütt in seinem Jahresberichte der Hamburger Hauptstation geredet hat, braucht hier mehr nicht gesagt zu werden. Nur sei hinzugefügt, dass zwischen der Hauptstation Hamburg und der Kaiserlichen Hauptstation schon im ablaufenden Etatsjahre Versuche gemacht wurden, die günstigen Erfolg hatten; dass ferner Herr Professor Benndorf bei seinem Besuch im Dezember 1906 als eventuelle dritte Station dem Untersuchungsdreieck Graz anschloss. Es ist zu hoffen und zu betreiben, dass späterhin noch weiter östlich gelegene Stationen herangezogen werden können, um den Berechnungen grössere Zuverlässigkeit zu verleihen.

II. Bureauarbeiten der Hauptstation.

Die Einordnung der Erdbebennachrichten, welche der Hauptstation namentlich vom Reichsamt des Innern sowie von den Konsularbehörden zugehen, die sie aber auch durch Zusendung vieler Erdbebenstationen und verschiedener Privatgelehrten in immer reicherem Masse erhält, besorgte wie bisher Herr Sieberg, da seine Hauptarbeit auch in diesem Jahre die Ausmessung der Seismogramme und die Ausarbeitung der Wochenberichte bildete.

Professor Dr. Rudolph verfasste die Monatsberichte für 1906 zur Übersendung an alle Stationen. Er stellte sodann, nach dem vorliegenden Material, den ostasiatischen mikroseismischen Katalog

Digitized by Google

für 1905 zusammen. Leider liess sich die von ihm in Aussicht gestellte Vervollständigung der Angaben durch Aufnahme der Seismogramme von Si-ka-wei nicht ausführen, weil diese Seismogramme noch nicht eingesandt wurden. Ebensowenig konnte er seine Absicht ausführen die Daten der japanischen Stationen durch die Angaben der Seismogramme von Tokio zu ergänzen, weil das hierzu notwendige Material nicht einlief.

Spezielle Studien über Nahbeben hat Dr. Mainka unternommen.

Die Herausgabe der Beiträge zur Geophysik ging weiter; sie machte gerade in diesem Jahre manche aussergewöhnliche Mühe, so dass erst soeben (Anf. Februar) das zweite Heft des achten Bandes ausgegeben ist. Doch ist Heft 3 und 4 (als Doppelheft) jetzt im Druck und wird in Bälde fertig gestellt sein. Band VIII bringt unter anderem eine Reihe seismo- und vulkanologischer Arbeiten, von Ch. Davison, W. H. Hobbs und anderen; besonders hervorzuheben ist der ostasiatische mikroseismische Jahresbericht für das Jahr 1905 von Prof. Dr. Rudolph.

III. Instrumentelle und technische Arbeiten der Hauptstation.

Der Bau der Werkstätte beschäftigte die Hauptstation von den ersten Monaten des Rechnungsjahres 1906; zunächst wurden von Dr. Mainka die ersten Baupläne entworfen, bis der Wasserbau-Inspektor Herr Jähnike mit Berücksichtigung der seismologisch-technischen Angaben Dr. Mainka's den Bau ganz in die Hand nahm. Die spätere Einrichtung der Werkstätte wurde hauptsächlich von Dr. Mainka unter Beihilfe des Mechanikers Kayser besorgt.

Für den Berussungsapparat des Observatoriums war schon im Sommer 1906 ein anderes Lokal im Observatorium selbst eingerichtet.

Die im letzten Bericht als notwendig hingestellte Veränderung am astatischen Pendelseismometer ist ausgeführt worden. Um den Apparat für die Registrierung von Nahbeben geeigneter zu machen, ist die Dämpfungsvorrichtung weiter zurückgesetzt worden. Die Abänderung hat sich bewährt, wie die am 6. Mai erfolgte Aufzeichnung des Strassburger Lokalbebens zeigt.

Nachdem das Pendel wieder in regelrechten Betrieb gesetzt war, wurde ein von der Firma J. & A. Bosch gebautes Horizontalpendel längere Zeit auf sein Funktionieren hin untersucht. Die Mängel in der Konstruktion, welche sich hierbei herausstellten, wurden bei einem anderen Apparat desselben Systems, der für die neu zu gründende

Digitized by Google

Station in Daressalam bestimmt war, soweit möglich beseitigt. Vor allem wurde die Übertragungsvorrichtung verbessert, wodurch allein schon bessere Aufzeichnungen erzielt wurden. Die weiteren Mängel der Konstruktion, die Aufhängevorrichtung und die Unterstützung auf Spitze, liessen sich bei der Kürze der Zeit nicht beseitigen; doch besteht die Absicht, diese beiden Vorrichtungen durch andere, bessere in der Weise zu ersetzen, dass sie nicht bloss an dem bereits in Daressalam befindlichen Pendel angebracht werden können, sondern auch an allen anderen des gleichen Systems, welche sich schon seit längerer Zeit in Gebrauch befinden. Desgleichen soll eine Dämpfungsvorrichtung nachträglich geliefert werden, durch deren Anbringung die vorhandenen Horizontalpendel eine wesentliche Verbesserung erfahren würden.

Versuche, welche in Strassburg mit dem jetzt in Daressalam befindlichen Pendel hinsichtlich Einstellung auf höhere Perioden und grössere Empfindlichkeit angestellt wurden, haben ergeben, dass Perioden bis zu 30 Sekunden sich leicht erreichen lassen. Dem Apparat ist eine Sekundenuhr mit Minutenkontakt beigegeben worden, welche unter den hiesigen Verhältnissen einen guten Gang hatte.

Pendel I, System v. Rebeur-Ehlert, erhielt einen neuen Registrierapparat, um auch bei diesem Apparat Tageskurven zu erzielen. Die Trommel ist aus Kork hergestellt und wird von der Uhr durch einen Mitnehmer getrieben. Die grosse Unruhe, welche die drei ungedämpften Pendel dieses Apparates seit dem Herbste verrieten, nötigte zur Anbringung einer Luftdämpfung. Die Vorrichtung besteht darin, dass in der Dreiecksebene der Pendel ein Blatt Papier befestigt ist.

Alle anderen Apparate des Observatoriums sind im Laufe der Berichtszeit einer gründlichen Reinigung und Reparatur unterzogen worden. Das Horizontalpendel, System Omori, hat neue Spitzen und Lager erhalten. Der Mikroseismograph Vicentini ist ganz auseinandergenommen worden, die Glasstäbe der Übertragungsvorrichtung werden gegenwärtig durch Strohhalme ersetzt.

Das für die Zeitmarkierung bisher benutzte Zwischenwerk hat wiederholt ausgesetzt und musste repariert werden. So wurde daher eine neue Kontaktuhr angeschafft und die Normaluhr ganz ausgeschaltet. Die Zeitmarkierung wird jetzt durch nasse Elemente hergestellt.

Ausserdem ist eine zweite Akkumulatorenbatterie angeschafft, um für die Experimente, welche im nächsten Jahre angestellt werden sollen, stets den nötigen Strom zur Verfügung zu haben.

Digitized by Google

Ferner ist noch zu erwähnen, dass Herr Dr. Mainka mit dem Bau eines Horizontalpendels mit grosser Masse (ca. 400 kg) angefangen hat. Dasselbe soll zu Vorversuchen dienen, welche zum Zwecke der Ausführung einer seismischen Triangulation angestellt werden müssen. Der Konstruktion liegen mehrere Verbesserungen zugrunde, welche eine Einstellung auf grosse Periode (bis zu 70 Sekunden) ermöglichen und den Apparat zur Beobachtung der langen Wellen geeignet machen. Bei mechanischer Registrierung und unter Anwendung des Marvin'schen Prinzips soll, bei möglichst geringer Masse im Gehänge, eine 150—300fache Vergrösserung erzielt werden.

Auch Vorversuche einer seismischen Triangulation wurden nach Besprechungen mit der Kaiserlichen Telegraphen-Direktion von den Herren Rudolph und Mainka angestellt.

Arbeitsplan der Kaiserlichen Hauptstation für 1907.

I. Instrumente und technische Arbeiten.

1. Umbau von Pendel I und II, System von Rebeur-Ehlert. Einrichtung von zwei Komponenten an Stelle der vorhandenen drei Pendel und Herstellung einer Dämpfungsvorrichtung.

2. Bau einer Dämpfungsvorrichtung für das mechanisch registrierende Horizontalpendel in Daressalam und Abänderung der Aufhängevorrichtung; Ersatz der Schneide durch Drahtaufhängung.

3. Einrichtung des zu Versuchszwecken bereits gebauten Horizontalpendels für Beobachtung langperiodischer Wellen von Nah- und Fernbeben.

4. Vorversuche für eine seismische Triangulation mit Benutzung des Versuchspendels.

5. Bau eines transportablen Flutmessers (System Honda) für die Station in Daressalam.

6. Fortführung des Ausbaues und der Einrichtung der Werkstätte.

7. Fortführung der Triangulationsarbeiten.

II. Bureauarbeiten.

1. Wöchentlicher Erdbebenbericht in der Form und mit den Zusätzen, wie sie in der Beilage zu Nr. 1 des Jahres 1907 angegeben sind.

2. Makroseismischer Monatsbericht.

Digitized by Google

3. Jahresübersicht der von allen Instrumenten aufgezeichneten Seismogramme für das Jahr 1906.

4. Ostasiatischer mikroseismischer Jahreskatalog für 1906.

5. Herstellung einer Weltkarte der seismischen Epizentren.

6. Sofortige Bestimmung der Epizentren grösserer Fernbeben auf Grund der telegraphischen Mitteilungen der dazu erforderlichen Daten von den Stationen Hamburg und Graz.

7. Weitere Arbeiten werden sich beziehen auf die Berechnung der Epizentren grösserer Fernbeben aus den im Zentralbureau und der Hauptstation vorhandenen Seismogrammen der Jahre 1904 bis 1906 zum Zwecke der Vervollständigung der Weltkarte der Epizentren und auf die Berechnung einzelner langer Wellen, die sich in den verschiedenen Seismogrammen eines Rebeur sicher identifizieren lassen.

Potsdam, den 15. Februar 1907.

Bericht des Herrn Professor Dr. Hecker über die seismischen Beobachtungen auf dem Geodätischen Institute bei Potsdam.

Die seismischen Beobachtungen sind im Jahre 1906 regelmässig durchgeführt worden:

1. Ein doppeltes Horizontalpendel mit Luftdämpfung.

2. Ein Wiechert'sches astatisches Pendelseismometer und

3. Ein doppeltes Horizontalpendel ohne Luftdämpfung, das in der 25 m tiefen Brunnenkammer aufgestellt ist.

Die Aufzeichnungen, welche die für die Registrierung von Beben und mikroseismischer Unruhe bestimmten, unter 1 und 2 genannten Instrumente gegeben haben, sind für das Jahr 1906 ausgemessen und harren der Veröffentlichung. Die Beobachtungsreihe ist lückenlos, da stets wenigstens eines der beiden Instrumente in Tätigkeit war.

Bei den Horizontalpendeln mit Luftdämpfung wurde die Kontinuität der Registrierungen mehrfach unterbrochen. Es wurde eine neue Luftdämpfung angebracht, die gestattet, innerhalb gewisser Grenzen die Grösse der Dämpfung zu ändern. Dieses erfordert verschiedene instrumentelle Änderungen. Ferner wurde das Instrument mit Hohlspiegeln, statt der Linsen und Planspiegel versehen.

Digitized by Google

Der Horizontalpendelapparat in der Brunnenkammer hat während des ganzen Jahres fortlaufend registriert. Die Aufzeichnungen sind ausgemessen und das Material wird zurzeit einer weiteren Bearbeitung unterzogen.

Die Bearbeitung der früheren Reihe, die die Zeit vom Dezember 1902 bis Mai 1905 umfasst, ist beendet. Es haben sich sehr günstige Resultate ergeben. Die Schwankungen der Lotlinie unter dem Einflusse der Sonne und des Mondes kommen in grosser Klarheit zur Darstellung.

Die Ergebnisse dieser Reihe werden in Kürze veröffentlicht werden.

Herrn Professor Dr. Gerland überreicht.

gez. **F. R. Helmert.**

München, den 14. Februar 1907.

Jahresbericht der Erdbebenstation bei dem Erdmagnetischen Observatorium in München für das Jahr 1906.

Seit der Errichtung unserer Erdbebenstation im Jahre 1905 funktioniert das Wiechert'sche Pendelseismometer regelmässig und sind daher auch keine grösseren Lücken in den Aufzeichnungen vorhanden. Die Konstanten des Apparates wurden von Zeit zu Zeit bestimmt und bedurften nur einmal einer grösseren Änderung, als nämlich die Schwingungsdauer aus nicht ganz aufgeklärter Ursache ziemlich stark abgenommen hatte. Um nun regelmässig die Empfindlichkeit kontrollieren zu können, habe ich im Pendelkasten ein kleines Gewicht von 10 g so aufgehängt, dass es jederzeit bei geschlossenem Kasten auf das Pendelgewicht gesetzt werden kann. Diese Bestimmung geschieht jetzt fast täglich und hat ergeben, dass der Ausschlag nicht immer gleich bleibt. Es dürfte diese Verschiedenheit in der Ansprache des Pendels hauptsächlich in den elastischen Änderungen der Federn zu suchen sein.

Die bei der Zeitmarkierung verwendeten Trockenelemente versagten einigemal, weshalb der städtische Lichtstrom verwendet wurde. Zuerst wurde nur ein grosser Widerstand vorgeschaltet; jetzt wird

Digitized by Google

ein Akkumulator mit 2 Volt Spannung benutzt, der seinerseits durch den Lichtstrom geladen werden kann, ohne dass dabei die Verbindung mit der Uhr unterbrochen zu werden braucht. Ein entsprechend eingeschalteter Bifilarwiderstand von 100 Ohm genügt, um die Funkenbildung ganz zu unterdrücken.

Die Zeiten der Beben wurden von Zeit zu Zeit der Hauptstation in Strassburg i. E. und Herrn Professor Belar zur Veröffentlichung in den Monatsberichten eingesandt. Ausserdem wurden eine Anzahl Kopien interessanterer Diagramme verteilt. Weitere Veröffentlichungen sind in Vorbereitung.

Die Errichtung von Nebenstationen in Nördlingen und in Passau ist zwar noch nicht genehmigt worden, soll aber der nächsten Kammer vorgelegt werden. In Nördlingen wurde ein ganz abseits vom Verkehre liegender Turm gewählt. In Passau soll die Station mit dem physikalischen Kabinet des Lyceums in Verbindung gebracht werden. Beide Stationen werden unter die Aufsicht des Erdmagnetischen Observatoriums in München zu stehen kommen.

Die makroseismischen Beben wurden nach Möglichkeit gesammelt und zu diesem Zwecke eine grössere Zahl Fragebogen verteilt. Auf diese Weise wurde bereits für mehrere Beben, deren Herd in den Voralpen lag, ein recht schönes Material gesammelt.

gez. Dr. **J. B. Messerschmitt,** Konversator.

Bericht des Geh. Hofrats Prof. Dr. A. Schmidt über die württembergischen Erdbebenstationen im Jahre 1906.

Die beiden württembergischen Erdbebenstationen haben im Laufe des Jahres Fortschritte in der Leistungsfähigkeit gemacht. Zwar die eine derselben, die Station Biberach, kämpft noch immer mit der Schwierigkeit eines fortlaufenden Betriebes und besonders einer guten Zeitnotierung, weil die geschulten Beobachtungskräfte fehlen. Doch hat die Station im Laufe des Jahres eine Anzahl recht brauchbarer Seismogramme ihrer Horizontalpendel mit Russchrift geliefert. Die Hauptschwierigkeit, die Instandhaltung der galvanischen Elemente, dürfte dadurch überwunden sein, dass das Telegraphenamt der Stadt

Digitized by Google

von seiner vorgesetzten Behörde, der freundlichst entgegenkommenden Generaldirektion der Posten und Telegraphen, mit der Aufsicht über die Elemente und Leitungskontakte betraut wurde. Erheblicher sind die Vervollkommnungen der Hohenheimer Station unter der Leitung von Professor Dr. Mack und unter Bedienung durch dessen Gehilfen für den Physikunterricht an der Landwirtschaftlichen Hochschule. Nicht nur wurden unter der geschickten Hand des letzteren die russschreibenden Horizontalpendel auf einen wesentlich höheren Grad der Vervollkommnung gebracht, es gelang auch, das Trifilargravimeter gegenüber den Temperaturwechseln so zu stabilisieren, dass nun ein ununterbrochener Betrieb dieses empfindlichen Apparates für Vertikalbewegungen möglich wurde. Das ist um so erfreulicher, weil gerade die ersten Vorläufer der Erdbebenwellen diesen Vertikalapparat besonders deutlich erregen und den Beginn eines Bebens bestimmt markieren. Auch der Kampf gegen die Feuchtigkeit der Innenluft des Gebäudes hat erfreuliche Fortschritte gezeitigt. Das photographisch registrierende Kurzpendel ist, nachdem seine grosse Empfindlichkeit sich gut bewährt hatte, aus Mangel an Beobachterhilfe ausser Betrieb geblieben. Für das kommende Jahr hat aber die Regierung Mittel bewilligt sowohl für Anstellung einer Hilfskraft für den vielbeschäftigten Physikgehilfen, als auch für die Erwerbung zweier neuer Registrierapparate an Stelle des vorhandenen ungenügenden Registrierapparates des Trifilars. Sobald die neuen Einrichtungen im Gange sind, wird die Station Hohenheim zur Ausgabe regelmässiger Publikation der Beobachtungen übergehen können.

gez. **Schmidt.**

Jahresbericht des Vorstehers der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg für das Kalenderjahr 1906.

Die Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg ist im abgelaufenen Kalenderjahre bestrebt gewesen, die zur Aufstellung gebrachten Instrumente tunlichst zu verbessern und die im Verlaufe der Beobachtungen zutage getretenen Fehler möglichst zu beseitigen.

Das Wiechert'sche astatische Pendelseismometer erfuhr eine durchgreifende Veränderung und erneute Aufmontierung. Die Dämpfung

Digitized by Google

wurde zurückgesetzt, um eine grössere Unabhängigkeit der beiden Komponenten zu erzielen, die Schreibnadeln wurden erneuert und das Laufwerk mit einem neuen, unter einer Glasglocke befindlichen Regulator versehen. Die beiden Spiralfedern wurden vergoldet, um ein abermaliges Einrosten zu verhindern.

Das Hecker'sche Horizontalpendel ist kürzlich vollständig auseinander genommen worden, da es eine bessere Dämpfung, sowie neue Prismen und Hohlspiegel erhalten soll an Stelle der bis jetzt vorhandenen Planspiegel und Linsen.

Der Gang der Hauptuhr II war bisher infolge eines bei der Montierung erlittenen Stosses nicht ganz regelmässig. Auch dieser Fehler ist jetzt beseitigt worden.

Im Wiechert-Raume ist ein neuer Chlorcalcium-Trockenapparat zur Aufstellung gekommen. Derselbe besteht aus einem rechteckigen Gestell, das 5 in gleichen Abständen übereinanderliegende Drahtgeflechte enthält, auf denen das Chlorcalcium ruht. Diese Konstruktion ermöglicht die grösstmögliche Ausnutzung desselben; die Feuchtigkeit des Raumes, die bisher fast 100% betragen hat, ist denn jetzt auch bis auf 60—70% verringert worden.

Ausserdem soll in der nächsten Zeit die zwischen dem Fussboden und dem Pfeiler vorhandene Wergdichtung durch eine Öldichtung ersetzt werden.

Da zeitweise, zumal bei anhaltendem Regenwetter, das Drängwasser — nicht Grundwasser — in den Räumen, in denen die beiden grossen Kiesbetonblöcke sich befinden, ziemlich hoch stand, entschloss ich mich zur Anlage eines elektrischen Pumpwerkes, das an dem oberen Teile der äusseren schmalen Wand des Umganges angebracht wurde. Hiermit wird das Wasser in kürzester Frist entfernt; die Pumpe arbeitet so gleichmässig, dass der Gang der Instrumente dadurch in keiner Weise gestört wird.

Unterbrechungen an der elektrischen Leitung traten bisweilen noch zu Anfang des Jahres ein; da das Gebäude im ganzen jetzt trockener geworden ist, haben auch diese erheblich abgenommen.

Zwecks Beseitigung der durch vorüberfahrende Wagen hervorgerufenen Störung in den Aufzeichnungen des Wiechert'schen Pendels hatte ich eine Neupflasterung der an der Nordseite des Gebäudes vorüberführenden Strasse mit völlig glattem Felsenharzpflaster beantragt. Der hierfür erforderliche Betrag — 31500 Mk. — ist bewilligt und mit der Pflasterung kürzlich begonnen worden.

Digitized by Google

Meine im vorjährigen Bericht ausgesprochene Absicht, mit der Veröffentlichung der Aufzeichnungen vom 1. Januar 1906 ab zu beginnen, hat sich vor allem aus Mangel an geeigneten Hilfskräften nicht verwirklichen lassen. Diese stehen mir leider noch immer nicht zur Verfügung und ich kann mich einstweilen nur darauf beschränken, mit der Veröffentlichung der Mitteilungen des Jahres 1905 langsam fortzufahren. Die Fertigstellung dieser Mitteilungen ist jetzt bis August 1905 gediehen. Da der Betrieb der ehemaligen Horizontal-Pendelstation mit dem 13. September 1905 eingestellt wurde, kann ich von jenem Zeitpunkt ab die Registrierungen der neuen Hauptstation für den Rest des Jahres 1905 nur insoweit bringen, als ich einwandsfreie Beobachtungsresultate erhalten habe und mich im übrigen nur darauf beschränken, die mir zugegangenen Mitteilungen über gefühlte Beben zur Veröffentlichung zu bringen.

Ich hoffe sehr, dass im kommenden Jahre diesem Übelstande durch endliche Anstellung geeigneter Hilfskräfte abgeholfen wird.

Die Aufzeichnungen vom 1. Januar 1906 ab werden dann allmählich nachgeliefert werden.

Ausserdem haben aber auch die an den Apparaten angebrachten zahlreichen Änderungen und Verbesserungen häufige Unterbrechungen des regelmässigen Betriebes hervorgerufen und eine ordnungsmässige Beobachtung wiederholt unmöglich gemacht.

Die beiden zerstörenden Erdbeben von San Francisco und Valparaiso gaben der hiesigen Handelskammer Veranlassung, darauf hinzuweisen, dass es sehr wünschenswert sein würde, wenn die Hauptstation alltäglich einen genauen Bericht der erfolgten Aufzeichnungen, wenn angängig, auch mit Abbildungen der betreffenden Seismogramme veröffentliche. Eine solche Veröffentlichung hielt ich aber damals für verfrüht, und so lange nicht annähernd auch das Epizentrum angegeben werden konnte, für durchaus unangebracht, da durch sie nicht nur die hiesigen Handelskreise, sondern auch das Publikum eventuell unnötig beunruhigt werden würde.

Es ist nun aber Tatsache, dass die Aufzeichnung der Beben auf weit vom Schüttergebiet entfernten Stationen weit schneller erfolgt, als der Telegraph die Nachricht zu übermitteln vermag. Es muss daher für die Handelskreise von grösster Bedeutung sein, wenn sie möglichst schnell nach der hier erfolgten Aufzeichnung eines grösseren Bebens ungefähr auch von dem Orte der Störung Kenntnis erhalten. Diese Ansicht wird von mehreren über diesen Punkt befragten Firmen lebhaft geteilt, da mancher Geschäftsabschluss nach einer von einem

Digitized by Google

Erdbeben betroffenen Gegend aufgeschoben würde, bis bestimmte Nachrichten vorliegen. So lassen sich eventuell grosse Verluste vermeiden.

Nach einer Unterredung über diesen Punkt mit den Herren der Kaiserlichen Hauptstation in Strassburg soll jetzt versucht werden, mit Hilfe der Beobachtungsresultate mehrerer Stationen das Epizentrum zu bestimmen. Die drei zunächst hierfür vorgesehenen Stationen sind die Kaiserliche Hauptstation zu Strassburg, die Erdbebenstation zu Graz und die hiesige Hauptstation. Der Leiter der Grazer Station, Herr Professor Benndorf, hat seine Mitwirkung hierzu bereitwilligst zugesagt. Die bereits angestellten Versuche zwischen Strassburg und Hamburg allein haben trotz des fehlenden dritten Gliedes recht günstige Resultate ergeben; von den drei bisher berechneten Beben sind die Epicentra richtig angegeben worden. Es darf daher mit Recht erwartet werden, dass bei Teilnahme einer weiteren und später vielleicht auch noch mehrerer Stationen diese Angaben noch genauer werden.

Die Bestimmung soll in der Weise erfolgen, dass sofort nach Aufzeichnung eines Bebens die Zeiten der einzelnen Phasen, besonders des Eintrittes der Störung, durch dringendes Telegramm der Kaiserlichen Hauptstation in Strassburg gemeldet werden. Diese berechnet dann aus den Angaben der beiden Stationen und ihren eigenen Feststellungen möglichst schnell die Entfernung und Lage des Schüttergebietes und telegraphiert das Ergebnis sofort der hiesigen Station, die ihrerseits wieder zuerst zwar die interessierten Kreise hiervon umgehend in Kenntnis setzt, dann aber auch durch die Presse der Öffentlichkeit bekannt gibt.

Zugegeben muss werden, dass vorläufig bei weit entfernten Erdbeben die Bestimmung der Lage des Epizentrums mit grossen Schwierigkeiten verknüpft ist. Die Unsicherheit wird bei einer epizentralen Entfernung von über 10000 km immerhin einige hundert km ausmachen. Indessen ist zu bedenken, dass gerade bei Weltbeben von einem Epizentrum im gewöhnlichen Sinne des Wortes nicht gesprochen werden darf. Der Durchmesser der Schütterfläche wird bei solchen Beben stets mehrere hundert km betragen, so dass Gewähr dafür wenigstens gegeben ist, dass die Lage der epizentralen Fläche richtig angegeben wird. Eine grössere Sicherheit wird erst erlangt werden können, wenn es gelingt, noch einige östlich von uns gelegene Stationen, etwa in Russland oder selbst Sibirien, zur Mitarbeit heranzuziehen. Einer solchen Ausdehnung stehen aber zunächst nicht bloss

Digitized by Google

die hohen Kosten der telegraphischen Übermittelung hindernd im Wege, sondern vor allem auch der Mangel an gedämpften und mechanisch registrierenden Pendeln, die allein für den in Rede stehenden Zweck in Betracht kommen.

Es wäre daher zu erwägen, ob das Unternehmen nicht auf der Generalversammlung zur Sprache gebracht werden könnte, um mit Unterstützung der Assoziation auf die Telegraphenverwaltung der in Betracht kommenden assoziierten Staaten in dem Sinne einzuwirken, dass es als im öffentlichen Interesse stehend durch Ermässigung der Gebühren gefördert würde. Der wissenschaftlichen Forschung würde aus der Arbeit indirekt insofern ein Vorteil erwachsen, als die Gebildeten der ganzen Welt in das Interesse der Erdbebenforschung gezogen würden, und der Zentralstelle in Strassburg sicherlich eine grössere Zahl von zuverlässigen makroseismischen Nachrichten zugehen würde, als es bisher der Fall ist.

Hamburg, den 20. Januar 1907.

gez. Dr. **R. Schütt.**

Jahresbericht der Seismischen Station zu Jena 1906.

Die Registrierung des Horizontalkomponenten mittelst des Wiechert'schen 1200 kg-Pendels wurde fortgesetzt und in der früheren Weise bearbeitet. Die Führung der Papierbogen wurde insofern verändert, als die in den Bogen herabhängenden Rollen nicht mehr mit dem Flansch, sondern mit den Achsen anliegen, wodurch ein besserer Gang des Uhrwerkes erzielt wurde.

Die Vertikalkomponente wurde mit dem neuen Vertikalseismometer beobachtet. Die (photographische) Registrierung erlitt eine längere Unterbrechung durch die Herabsetzung der Vergrösserung von 4000 auf 2000: sodann durch die Beseitigung der Luftdämpfung, die infolge ihres einseitigen Baues auf Luftdruckwellen reagierte. Da eine für beide Bewegungsrichtungen symmetrisch gebaute Luftdämpfung sich nachträglich schlecht anbringen liess, wurde eine Flüssigkeitsdämpfung gewählt (Dämpfungsverhältnis 4 : 1). Die Schwingungsdauer beträgt jetzt 6,5 Sekunden.

Digitized by Google

Es wurden Vorarbeiten unternommen zur Konstruktion eines ähnlichen Apparates, der die wichtigsten Fehlerquellen beseitigen oder vermindern soll, die der Verwendung der jetzigen als Gravimeter entgegenstehen.

Die vor 2 Jahren in diesem Berichte beschriebene Interferenzlibelle wurde probeweise zusammengesetzt und oberirdisch aufgestellt.

Der vorliegende Bericht ist verfasst von Herrn Dr. Eppenstein.

gez. Dr. **R. Straubel.**

Göttingen, den 21. Februar 1907.

Hauptstation für Erdbebenforschung in Göttingen und Apia.

(Geophysikalisches Institut der Universität Göttingen und Samoa-Observatorium.)

Bericht über das Jahr 1906.

Im Jahre 1906 wurde die Bearbeitung der Registrierungen, sowohl in Göttingen wie in Apia in gleicher Weise fortgesetzt wie bisher, d. h. Göttingen lieferte Wochenberichte, Apia Monatsberichte. Der Bestand an Apparaten hat sich gegen das vergangene Jahr nicht geändert.

Die Beaufsichtigung der Apparate und die Auswertung der Kurven lag in Göttingen bis zu Ende Juli in den Händen von Dr. G. Angenheister, von da ab in den Händen von Dr. K. Zoeppritz; in Samoa wurde die Station weiter von Dr. F. Linke geführt.

Ausser den Wochen- und Monatsberichten sind folgende Veröffentlichungen — sämtlich in den Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, mathematisch-physikalische Klasse — geliefert worden:

F. Akerblom: Seismische Registrierungen in Upsala Oktober 1904 bis Mai 1905 (Nachrichten, Sitzung am 17. Februar 1906). Diese Arbeit wurde schon im vergangenen Jahre erwähnt. Es wird hier besonders auf Vergleichungen der Registrierungen in Göttingen und Upsala Gewicht gelegt.

Digitized by Google

G. Angenheister: Seismische Registrierungen in Göttingen im Jahre 1905 (Nachrichten, Sitzung am 28. Juli 1906). Dieser Bericht gibt eine neue Bearbeitung der Registrierungen in Göttingen im Jahre 1905. In den vorangestellten Untersuchungen werden hauptsächlich die Fortpflanzung der Hauptwellen und ihre Absorption behandelt, worüber G. Angenheister schon im vergangenen Jahre eine Mitteilung veröffentlicht hat. In der neueren Bearbeitung konnten nicht nur über den Gegenpunkt wiederkehrende Wellen benutzt werden, sondern es war auch möglich, die Registrierungen von Göttingen und Samoa zu vergleichen. Es ergibt sich, dass infolge der Absorption die Amplitude der Hauptwellen beim Fortschreiten um 1 km im Verhältnis 1 : 1—0,000155, also um ca. 1/6000 abnimmt. Für den Fortschritt um 1000 km würde hiernach die Absorption die Amplitude auf 6/7 verkleinern und für den Fortschritt um eine Meridianlänge (20000 km) auf 1/22. Für die Geschwindigkeit der Hauptwellen ergibt sich 3,4 km/sec. Übrigens zeigt sich, dass in den Hauptwellen sowohl Querschwingungen wie Längsschwingungen stattfinden, von denen die Querschwingungen ein wenig schneller laufen.

F. Linke. Numerische Übersicht der am Samoa-Observatorium im Jahre 1905 registrierten Nah- und Fernbeben (Nachrichten, Sitzung am 20. Oktober 1906). Der Verfasser findet in den Nahbeben eine deutliche Jahresperiode, indem das Winterhalbjahr (Mai bis Oktober) 66 %, das Sommerhalbjahr (November bis April) 34 % der Nahbeben umfasst. Es zeigt sich ferner, sowohl auf die Nahbeben wie auf die Fernbeben, ein Einfluss der Mondstellung, indem

	Nahbeben	Fernbeben
auf Erstes + Letztes Viertel . .	42 %	46 %
auf Vollmond + Neumond . . .	58 %	54 %

entfallen.

E. Wiechert und K. Zoeppritz: Über Erdbebenwellen (Nachrichten, Sitzung am 15. Dezember 1906). Auf Grund des vorliegenden Materials werden die Laufzeitkurven für die ersten und zweiten Vorläufer konstruiert und aus diesen Kurven die Wege und die Geschwindigkeiten dieser Wellen im Innern der Erde erschlossen. Es ergibt sich, dass sowohl bei den ersten wie bei den zweiten Vorläufern die Geschwindigkeit von der Erdoberfläche bis zu einer Tiefe von sehr nahe 1500 km stetig anwächst, um von da ab sehr nahe konstant zu bleiben. Der von Milne vermutete Sprung in ca. 300 km Tiefe bestätigt sich hiernach nicht. Das Resultat der Milne'schen Rechnung ist so zu erklären, dass Milne sich hauptsächlich auf die

Digitized by Google

von ihm konstruierten Instrumente stützt, welche nur bei sehr kurzen Entfernungen die Anfänge der Beben richtig anzeigen, bei grösseren Entfernungen aber wegen ihrer Unempfindlichkeit zu späte Zeiten ergeben.

Von ganz besonderer Wichtigkeit erscheint der scharfe Sprung in der Beschaffenheit der Erdschichten in 1500 km Tiefe. Offenbar wird hier der Übergang vom Steinmantel zum Metallkern angezeigt, welchen E. Wiechert schon früher aus astronomischen Gründen in einer Tiefe von 1300—1600 km vermutet hatte. Mit voller Sicherheit lässt sich aus dem Verhalten der Erdschichten gegenüber den Erdbebenwellen schliessen, dass die Dichtezunahme nach dem Innern der Erde zu nicht durch den Druck der darüberliegenden Massen verursacht wird. Es muss also eine Änderung des Materials angenommen werden, wie es dem Übergange vom Stein zum Metall entspricht.

Februar 1907.

gez. **E. Wiechert.**

Bericht der Erdbebenstation Leipzig über das Jahr 1906.

Von seiner Inbetriebsetzung im März 1902 bis zum 31. Dezember 1905 hat das Wiechert'sche Seismometer der Erdbebenstation Leipzig im ganzen 245 Fernbeben und 51 Nahbeben registriert. Über die letzteren, ihre Ursprungs- und Verbreitungsgebiete, ihre makroseismischen Elemente und ihre seismogrammatischen Aufzeichnungen hat der Direktor der Station, H. Credner, in den Abhandlungen und Berichten der Königl. Sächs. Gesellschaft der Wissenschaften mehrere Publikationen erscheinen lassen, während die tabellarische Bearbeitung der von den Fernbeben herrührenden Seismogramme in 6 von F. Etzold, dem Observator der Station, verfassten Berichten gleichfalls in den genannten Schriften veröffentlicht worden ist.

Im Laufe des Jahres 1906 wurden weitere 113 Erderschütterungen in Leipzig registriert, von denen 2 auf höchstens 100 km von dort gelegene, aber nicht bekannt gewordene Herde zu beziehen sind, während sich die Epizentralgebiete der anderen 111 Beben über den ganzen Erdball verteilen. Die Zahl der in Leipzig überhaupt er-

Digitized by Google

haltenen seismogrammatischen Aufzeichnungen steigt mit den im Jahre 1906 erzielten auf 356 solche von Fernbeben und 53 von Nahbeben, in Summa also von 409 Erderschütterungen. Der die 113 Registrierungen des Jahres 1906 tabellarisch zusammenfassende von Dr. Frz. Etzold bearbeitete 7. Bericht der Erdbebenstation Leipzig ist am 11. Januar der Königl. Sächs. Gesellschaft der Wissenschaften vorgelegt worden, befindet sich augenblicklich im Druck und wird demnächst zur Versendung an die uns bekannten Erdbebenstationen und -interessenten gelangen.

Diesen 7. Bericht hat der Autor, wie bereits den vorjährigen sechsten, den Wochenberichten der Göttinger Hauptstation vollkommen analog gestaltet. In photolithographischer Reproduktion wurden demselben die Seismogramme vom 21. Januar, 31. Januar, 18. April, 17. August und 4. Dezember beigegeben. Mit denjenigen vom 21. Januar und vom 4. Dezember geschah dies, weil sich dieselben durch ihre auffallende Gestaltung und durch die in beiden Komponenten beträchtlich abweichende Stärke der Vorläufer auszeichnen. Die Seismogramme vom 31. Januar, 18. April und 17. August resultierten von den gewaltigen Erdstössen, welche sich im Jahre 1906 an drei Stellen des Westrandes des amerikanischen Kontinentalblocks, nämlich bei Esmeraldas, an der Küste von Ecuador, in San Francisco und bei Valparaiso ereignet haben. Das Seismogramm des Valparaiso-Bebens war in Leipzig, wie jedenfalls auch in vielen anderen Stationen, dadurch schwer lesbar geworden, dass ihm dasjenige eines bei den Sandwichsinseln erfolgten Erdstosses um 47 Minuten voranging, weshalb die Registrierlinien beider durcheinander liefen. Bei ihrer Reproduktion sind beide durch die Ost-West-Komponente erhaltenen Seismogramme auf die in der Etzold'schen Arbeit genau beschriebenen Weise auseinander gerückt und dadurch lesbar gemacht worden.

Über die Perioden und Amplituden der während des Jahres 1906 vom Leipziger Seismometer aufgezeichneten pulsatorischen Bewegungen gibt eine dem Berichte beigefügte 2. Tabelle Aufschluss.

Durch einige am Triebwerke der Registrierrolle notwendig gewordene kleine Reparaturen ist die seismometrische Beobachtung vom 17. bis 18., ferner vom 26. bis 30. April, schliesslich vom 22. bis 30. September 1906 unterbrochen worden. Das Seismometer selbst hat stets tadellos funktioniert. Dahingegen war der Gang der Kontaktuhr unter dem Einflusse des im Seismometerraume stark wechselnden Feuchtigkeitsgrades ein recht unregelmässiger. Infolgedessen wurde die Uhr am 29. Dezember 1906 aus dem genannten Raume entfernt,

Digitized by Google

in dem zwei Etagen über demselben liegenden, wesentlich trockeneren Korridor des geologisch-paläontologischen Institutes aufgehangen und mit dem Seismometer durch eine an der Aussenseite des Gebäudes herabführende Kabelleitung verbunden. Seitdem dies geschehen, ist der Gang der Uhr ein durchaus gleichmässiger und zuverlässiger geworden.

Inzwischen wurde es auch tunlich, das Berussen und Fixieren der Registrierstreifen aus dem Seismometerraum in ein besonderes Zimmer zu verlegen, so dass Störungen des Seismometerganges durch die Vornahme obiger Manipulationen vermieden werden.

Das kleine Wiechert'sche Seismometer der Nebenstation Plauen im Vogtland, welches ebenfalls der wissenschaftlichen Ausnutzung des Herrn Etzold unterliegt, hat während des Jahres 1906 keine Gelegenheit gehabt, seinen eigentlichen Zweck, die Registrierung der vogtländisch-erzgebirgischen Erdstösse zu erfüllen, indem sich keine einzige Erschütterung in den dortigen, sonst chronischen Schütterzentren ereignete. Um möglichst sicher zu sein, dass kein einheimischer Stoss der Registrierung in Plauen entging, wurde sowohl die Empfindlichkeit wie die Vergrösserung des dortigen Seismometers erhöht. Von Beben aus mehr oder minder grossen Entfernungen wurden durch dasselbe 11 registriert. Unter diesen Registrierungen fallen neben den besonders imposanten vom 31. Januar, 18. April und 22. Dezember diejenigen der relativ schwachen am 2. Januar in Agram und am 10. Januar in den Kleinen Karpathen erfolgten Erderschütterungen durch grosse Klarheit und Schärfe auf.

gez. Dr. **H. Credner.**

Bericht über die Erdbebenstationen des hiesigen naturwissenschaftlichen Vereins in Durlach und Freiburg i. B. für das Jahr 1906.

Vom Januar bis Ende Mai war der Horizontalpendelapparat in Durlach ununterbrochen in Funktion. Doch konnten die photographischen Registrierungen nicht befriedigen, da die Linien während der jedesmal dreitägigen durchlaufenden Registrierung sich nach dem ersten Tage immer mehr abschwächten, und deshalb die Linien

Digitized by Google

von Anfang an breit gehalten werden mussten. Um feinere Seismogramme zu erhalten, wurden an dem trommelartigen Gehäuse die drei Konvexlinsen näher an die vor dem Pendelspiegel stehenden Prismen bezüglich näher an die Basisspiegel herangesetzt. Dies wurde von dem Mechaniker Fechner in Potsdam ausgeführt. Dadurch sowohl als auch durch die Errichtung eines Vorbaues vor dem Eingange zur unterirdischen Station war der Betrieb in Durlach mehrere Monate unterbrochen. Die Erstellung eines Aufbewahrungsraumes bei der Station hat sich insbesondere während der vorhergegangenen Wintermonate als sehr notwendig erwiesen. In dem feuchten Zugange der Station konnten keine Utensilien oder Vorräte auch auf nur kurze Dauer aufbewahrt und mussten alle Instandhaltungsarbeiten im Freien ohne Schutz gegen die Witterung vorgenommen werden. Mit der Errichtung dieses Vorbaues und der nunmehrigen Ausführung der Zugangsstrasse hat die Station auch Gasanschluss erhalten. Es wird dadurch ermöglicht, die bisherige Benzinlampe alsbald durch Gaslicht zu ersetzen. Bei der erneuten Aufstellung des Pendelapparates wurden die Pendel auch mit der Dämpfungsvorrichtung versehen und auch an der Aufstellung des Registrierapparates einige Änderungen vorgenommen. Ordnungsgemäss ist die Station von Anfang November wieder in Betrieb. Die jährliche Temperaturschwankung betrug 1,9° C (10,9°—12,8°). Von einem ungenannten Gönner der Erdbebenforschung erhielt der naturwissenschaftliche Verein durch Vermittelung des Herrn Geheimrats Dr. Battlehner für die Durlacher Station eine grössere Summe als Geschenk, welche für die Erwerbung des Geländes der Station soll verwendet werden.

Auf der Station in Freiburg haben die ungedämpften Horizontalpendel während des ganzen Jahres 1906 registriert, und kamen hier, wo die elektrische Beleuchtung gut funktioniert, nur kleinere Betriebsstörungen vor. Die jährliche Schwankung der Temperatur betrug hier 2,2° (8,7° bis 10,9°).

Die Hygrographen auf beiden Stationen zeigten ständig 100% relative Feuchtigkeit. Trotzdem haben sich alle Apparate und die Stationsuhren unter den mit Chlorcalcium versehenen Schutzkasten gut gehalten. Aus Mangel an geeigneter Assistenz war im Laufe des vergangenen Jahres eine Bearbeitung der Registrierungen nicht möglich; doch werden zurzeit die Freiburger Seismogramme durch eine gewonnene Hilfskraft in Potsdam abgelesen.

Karlsruhe, 3. März 1907.

gez. **Haid.**

Digitized by Google

Astrophysikalisches Institut Königstuhl-Heidelberg. Bericht für 1906.

Unser selbstgefertigtes astatisches Pendel aus Betonmasse (von 1560 kg Pendelgewicht) war das ganze Jahr 1906 im Betrieb, ausgenommen vom 12.—28. Juni und vom 14.—30. November, und hat alle bedeutenderen Beben, zuletzt auch die schwächsten, verzeichnet. Von 40 Beben wurden die Hauptdaten sofort abgelesen und nach Strassburg, Göttingen und Laibach mitgeteilt.

Während der ersten der genannten Unterbrechungen, im Juni, wurde die grosse seither benutzte Registriertrommel durch eine Walzenvorrichtung ersetzt, die wir ähnlich gebaut haben, wie sie von Fenyi für die Gewitterapparate vorgeschlagen wurde. Es wird so einerseits das störende Faltenwerfen des Papiers vermieden und man kann andererseits den berussten Streifen an jede Stelle bewegen und genau einstellen, wohin man ihn haben will.

Gleichzeitig wurde ein kräftigeres Pendeluhrwerk (Lenzkirch Grahamwerk $7^1/_2$ Zoll) als Triebwerk der Walzen angebracht. Ferner wurde die Aufhängung am Fusse der Pendelmasse verbessert, so dass sich die Knickungslinien genau in einem Punkte schneiden. Dabei wurden Uhrfedern von 0,8 mm Stärke an Stelle der früheren, aus vollem Stahl gefeilten Lamellen eingesetzt.

Bei der zweiten Unterbrechung im November ersetzten wir die Steinlager an den Indikatorachsen durch bessere, die wir der Freundlichkeit des Herrn Bartels verdanken. Dann brachten wir längere, zarter wirkende Spiralfedern an den Indikatorachsen an und fügten vor den Dämpfern stärkere astasierende Federn ein.

Die Neigungsempfindlichkeit bestimmten wir seither durch hochempfindliche Libellen, die auf die Pendelmasse aufgesetzt waren. Zur Vergleichung mit dem Wiechert'schen Verfahren brachten wir nun auch die Wiechert'sche Wage am Schwerpunkt der Pendelmasse an und konnten so beide Methoden vergleichen. Die Methode mit den Libellen erwies sich als überlegen.

Die früher beschriebene Zeitmarkierung wurde auch ferner beibehalten. Sie funktioniert so, dass eine Pendeluhr durch Stromschluss regelmässig ein Gewichtchen von ca. 5 g im SW (also in der Mitte zwischen beiden Komponenten) von der Oberfläche der Pendelmasse auf wenige Sekunden abhebt. Dadurch entsteht in den Linienzügen jeweils eine Nase, die konstante Länge besitzt, wenn sich die Empfindlichkeit des Apparates nicht verändert. Anderenfalls wird so diese

Digitized by Google

— übrigens stets vor sich gehende — Änderung registriert. In den Seismogrammen grosser Beben ist es manchmal nicht leicht, diese Zeitmarken heraus zu finden; es ist aber, bis jetzt wenigstens, immer möglich gewesen. Dafür tritt der grosse Vorteil der ständigen Kontrolle der Wirkungsfähigkeit des Apparates ein. Aus diesem Grunde sind wir von unserer Methode der Zeitmarkierung nicht abgewichen. Durch Benutzung eines erstklassigen Pendeluhrwerkes als Triebwerk fallen unsere Zeitmarken fast in gerade Linien, so dass die Auffindung der Zeitmarken in Beben durch Alignement möglich ist.

Wir sind jetzt bei einer Schreibgeschwindigkeit von 6 mm auf die Minute stehen geblieben. So brauchen wir den berussten Streifen nur zweimal wöchentlich zu wechseln, was bei uns, wo überhaupt keine Mittel für seismographische Zwecke ausgeworfen sind, von Bedeutung ist.

gez. **Max Wolf.**

Die Kaiserliche Hauptstation stellte dem Kuratorium folgende drei Anträge, zu denen ausführliche Erläuterungen gegeben wurden.

Antrag 1. „Ermässigung der Gebühren für Telegramme zwischen den deutschen Erdbebenstationen".

Antrag 2. „Bewilligung eines einmaligen Kredits von 3000 Mk. zur Ausführung von Vorversuchen für eine seismische Triangulation".

Antrag 3. „Gesuch um Bewilligung eines einmaligen Kredits von 25000 Mk. zur Errichtung von 5 deutschen Stationen im nicht zur Assoziation gehörigen Ausland".

Erläuterungen zu Antrag 1.

Die verheerenden Erdbeben des Jahres 1906 und die schweren Verluste, welche besonders Hamburger Handelshäuser hierdurch in den betroffenen Gegenden Nord- und Südamerikas erlitten haben, veranlassten die Hamburger Handelskammer, dem Leiter der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium, Herrn Dr. R. Schütt, den Wunsch auszudrücken, er möge täglich Mitteilungen über die Aufzeichnungen der Apparate seiner

Digitized by Google

Station an die Öffentlichkeit gelangen lassen. Abgesehen von anderen Gründen, welche ein Vorgehen in der gewünschten Art. zurzeit unausführbar machten, war Herr Dr. Schütt der Ansicht, dass tägliche Bebennachrichten das Publikum in unnötige Beunruhigung versetzen würden, und glaubte mit Rücksicht hierauf dem von der Handelskammer ausgesprochenen Wunsche wenigstens nicht in dem angegebenen Umfang entsprechen zu sollen.

Indessen war nicht in Abrede zu stellen, dass die Hamburger Handelskreise, welche mit überseeischen Ländern geschäftliche Beziehungen unterhalten, an der sofortigen Bekanntgebung von Erdbebenkatastrophen ein unmittelbares Interesse haben. Wenn auch diese oder jene Firma oder Gesellschaft durch eine derartige Mitteilung nicht vor materiellem Schaden behütet werden kann, so ist doch nicht zu verkennen, dass es unter Umständen manchen Häusern für ihre geschäftliche Stellung von grossem Werte sein wird, den Schauplatz der Katastrophe möglichst genau lokalisiert zu wissen. Daraus ergeben sich sofort in dem einen Falle günstige, in einem anderen ungünstige Schlussfolgerungen auf das Schicksal von Angestellten in überseeischen Zweigniederlassungen, von Schiffen auf der Fahrt oder im Hafen, von schwimmenden oder lagernden Kapitalien in hohem Betrage. Nicht zu unterschätzen ist endlich die Möglichkeit, aus den Seismogrammen die Angaben der Kabeltelegramme über Tag und Stunde eines Erdbebens zu kontrollieren oder gar zu berichtigen, wie es schon wiederholt und noch vor kurzem vorgekommen ist.

Von diesen Erwägungen ausgehend, trat Herr Dr. Schütt mit der Kaiserlichen Hauptstation in Verbindung und regte den Plan an, beim Aufzeichnen von grösseren Störungen durch gegenseitige telegraphische Mitteilung der erforderlichen Daten die Lage der epizentralen Schütterfläche so genau wie möglich zu bestimmen und das Ergebnis sofort, noch vor Eintreffen von etwaigen Kabeltelegrammen der Öffentlichkeit mitzuteilen. Nach längeren eingehenden Vorbesprechungen wurden die ersten Versuche in dieser Hinsicht im Oktober 1906 gemacht. Obwohl wir uns nur auf die Angaben von zwei Stationen. Hamburg und Strassburg stützen konnten, während für eine genauere Festlegung der Epizentren mindestens noch eine dritte günstig gelegene Station erforderlich ist, so können doch die bisherigen Ergebnisse als erfreuliche bezeichnet werden.

Der telegraphische Verkehr vollzieht sich in folgender Weise. Nach dem Muster der Wettertelegramme ist ein Telegrammschema

Digitized by Google

verabredet worden, in welchem die Zeiten des Eintreffens der 1. und 2. Vorphase und, wenn der Beginn des Hauptbebens ziemlich sicher ist, auch dieser durch Ziffern angegeben sind. Unter der Voraussetzung der Angabe von Stunden, Minuten und Sekunden ergeben sich fünf- oder sechsziffrige Gruppen, wie folgendes Beispiel vom 4. Dezember 1906 zeigt. Telegramm von Dr. Schütt an die Kaiserliche Hauptstation:

„gestern 231016 1849 2723 49“

heisst: Anfang der 1. Vorphase um 23h10m16s, der 2. Vorphase um 23h18m49s, des Hauptbebens um 23h27m23s. Die Zahl 49 gibt die Quersumme an, welche zur Kontrolle des Telegrammes hinzugesetzt wird.

Die telegraphische Antwort der Kaiserlichen Hauptstation lautete:

„230951 1815 2524 48 kleine Antillen“,

die entsprechend zu lesen ist. Die epizentrale Schütterfläche wurde nach den kleinen Antillen verlegt. Unter Annahme einer gewissen Laufzeit für die ersten Vorläufer liess sich sogar die Zeit des Bebens auf den kleinen Antillen zu 18 h 54,8 m ansetzen.

Die Angaben fanden wenige Tage später ihre volle Bestätigung. Die erste Zeitungsnachricht, welche der Kaiserlichen Hauptstation am 7. Dezember zuging, lautete: „New York 6. Dezember. Einem Telegramm aus Kingstown, St. Vincent zufolge fand dort gestern Abend (also am 5.!) ein Erdbeben statt, das 30 Sekunden anhielt“. Ein späteres Kabeltelegramm aus New-York, das denselben Wortlaut hatte, war vom 5. datiert, verlegte demnach das Erdbeben auf den 4. Dezember. Erst zwei Meldungen vom 26. Dezember gaben das richtige Datum vom 3. Dezember. Danach traf auch der für die Stosszeit im Epizentrum berechnete Augenblick ziemlich genau zu; auf Martinique war nämlich das Beben um 18 h 53,5 m registriert worden. Das Schüttergebiet reichte, soweit bis jetzt bekannt, von Martinique im Norden bis Georgetown, Br. Guyana, im Süden.

Die Mitteilung des Ergebnisses erfolgt gleichzeitig in Hamburg und in Strassburg; in Hamburg zunächst an die interessierten Kreise, dann aber auch an die Öffentlichkeit durch die Presse.

Es muss zugegeben werden, dass die Ausführung der selbst gestellten Aufgabe mit grossen Schwierigkeiten verknüpft ist und nicht immer zu dem gewünschten sicheren Resultat führt, besonders nicht bei den grossen Fernbeben, deren Epizentrum über 10000 km entfernt liegt; die Unsicherheit kann in diesen Fällen immerhin mindestens 100—200 km betragen. Indessen ist zu bedenken, dass

Digitized by Google

man bei den Weltbeben von einem Epizentrum im strengsten Sinne des Wortes überhaupt nicht sprechen darf, sondern nur von einer epizentralen Schütterfläche, deren Lage sich jedenfalls mit ziemlich grosser Genauigkeit bestimmen lässt. Grössere Sicherheit kann erst erreicht werden, wenn eine dritte Station hinzugezogen wird. Als solche hat sich die Erdbebenstation Graz unter Leitung des Herrn Professors Dr. Benndorf erboten. Sobald in Breslau eine Station errichtet ist, könnte diese zur Unterstützung herangezogen werden. Ausserdem besteht die Absicht, die Station Upsala oder Wassijaure in das Netz einzubeziehen und eventuell noch eine weiter östlich gelegene russische Station, etwa Jekatarinenburg. Einer solchen Ausdehnung stehen aber vorläufig noch zwei Schwierigkeiten hindernd im Wege. Die eine besteht in den grossen Kosten, welche durch die Telegramme ins Ausland verursacht werden würden; die andere liegt in dem Fehlen identischer Apparate auf den russischen Stationen. Die Sicherheit der Bestimmung des Epizentrums würde aber bei einer solchen Ausdehnung des Netzes bedeutend gewinnen.

Alle Telegramme, welche zwischen den drei Stationen Strassburg-Hamburg und Strassburg-Graz gewechselt werden, müssen als dringende Telegramme aufgegeben werden. Die Länge des Textes wird die gewöhnliche Zahl von 10 Worten in den meisten Fällen wohl nicht überschreiten. Für jeden Fall der Bestimmung eines Epizentrums ist ein dringendes Telegramm von Hamburg bezw. Graz nach Strassburg mit dringender Rückantwort nötig = 6 Mk. Die Zahl der Telegramme hängt von der Häufigkeit des Auftretens der Fernbeben ab und lässt sich im voraus nicht angeben. Nimmt man als Mittel im Jahr 50 Telegramme an, so würde der Kaiserlichen Hauptstation eine jährliche Mehrausgabe von 300 Mk. durch diese Einrichtung erwachsen. Die Summe ist in Anbetracht der grossen praktischen Bedeutung des ganzen Unternehmens als gering zu bezeichnen, könnte aber unter den gegenwärtigen Umständen aus den der Kaiserlichen Hauptstation zur Verfügung stehenden Mitteln nicht bestritten werden. Es wäre daher zu versuchen, ob nicht gerade im Hinblick auf die Geringfügigkeit der Summe Gebührenfreiheit von der zuständigen Behörde zu erwirken wäre. Sollte sich dieses als unmöglich herausstellen, so könnte eine Ermässigung der Gebühren um zwei Drittel beantragt werden; das käme einem Erlasse des Zuschlages für dringende Telegramme gleich. Irgend welche Schritte in dieser Hinsicht sind diesseits noch nicht getan worden, da die bisher erwachsenen Kosten von der Hamburger Hauptstation als der nächstbeteiligten getragen worden sind.

Digitized by Google

Sollte sich die geplante Einrichtung bewähren und sollte vor allem das Unternehmen von der Öffentlichkeit als ein dringendes Bedürfnis anerkannt werden, so würde sich alsbald die Notwendigkeit ergeben, nach zwei Seiten hin eine Erweiterung unserer Tätigkeit eintreten zu lassen.

1. Diejenigen Seismogramme, welche während der Nachtstunden aufgezeichnet werden, können gegenwärtig erst am folgenden Tage bearbeitet werden, sobald die Papierstreifen dafür zubereitet sind. Der dadurch bedingte Zeitverlust kann durch eine stetige automatische Bewachung vermittelst einer Alarmvorrichtung und sofortige Lesung des Seismogrammes vermieden werden; die dadurch zu erzielende Schnelligkeit der Mitteilung könnte allerdings nur durch Einführung eines Nachtdienstes gewährleistet werden.

2. Es genügt nicht, dass das Ergebnis bezüglich der Lage der epizentralen Schütterfläche nur den interessierten deutschen Handelskreisen mitgeteilt wird. Der Verlust des Dampfschiffes „Victoria Luise" vor Port Royal, Jamaica, legt es nahe, die Benachrichtigung auch auf die wichtigsten in Betracht kommenden überseeischen Plätze auszudehnen für den Fall, dass die Ausgangspunkte der seismischen Erschütterungen in die Nachbarschaft von viel besuchten Hafenplätzen oder den bekannten Schiffskursen zu verlegen sind. Es ist nämlich sehr wahrscheinlich, dass schon durch die zahlreichen Erdbeben, welche dem schweren Beben vom 14. Januar 1907 auf Jamaica seit dem Juni 1906 vorausgingen, die Tiefenverhältnisse der Jamaica umgebenden Meeresteile Veränderungen erfahren haben, wie sie in stärkstem Masse am genannten Tage im Hafen von Kingstown selber auftraten. Sollte dies der Fall gewesen sein, so träfe den Kapitän keine Schuld, da die „Victoria Luise" einem unbekannten Naturereignis zum Opfer gefallen wäre.

Ein derartig systematisch eingerichteter seismischer Nachrichtendienst, der sich auf gewissenhaft ausgeführte Beobachtungen stützt, würde nicht, wie es von anderer Seite jetzt geschieht, zur Beunruhigung des Publikums führen, sondern zur Sicherheit des Seeverkehrs mehr und mehr beitragen.

Die Einführung eines, wenn auch nur in beschränktem Umfange zu übenden Nachtdienstes bei der Kaiserlichen Hauptstation hätte die Anstellung eines Mechanikers zur Voraussetzung, wofür die Mittel der Hauptstation aber nicht ausreichen. Auch die Ausdehnung des Nachrichtendienstes auf das Ausland wäre nur in dem Falle ausführbar, dass die Kabelgesellschaften sich zu einer bedeutenden Ermässigung

Digitized by Google

der Kosten für Kabeltelegramme verstehen würden. Die Verhandlungen hierüber sind jedoch besser der Generalversammlung der internationalen seismologischen Assoziation zu überlassen, welche im September 1907 im Haag zusammentritt.

Nach dem Gesagten könnte es den Anschein haben, als wenn das ganze Unternehmen nur praktischen Zwecken diente und mit der Wissenschaft nichts zu tun hätte. Wenn auch zugegeben werden soll, dass die Anregung dazu aus Kreisen hervorgegangen ist, die im praktischen Leben stehen, so muss doch betont werden, dass der Erfolg indirekt auch der Wissenschaft zu gute kommen wird. Durch die Veröffentlichung unserer Nachrichten wird das gebildete Publikum in das Interesse der Erdbebenforschung gezogen und veranlasst werden, uns ausführlichere und genauere Mitteilungen über beobachtete Erdbeben zugehen zu lassen, als es leider bisher noch öfters der Fall ist.

Erläuterungen zu Antrag 2.

1. Die ersten Versuche, eine seismische Triangulatian auszuführen, sind im Jahre 1893 von den japanischen Seismologen Sekiya und Omori angestellt worden. Sie benutzten dabei einen Horizontalpendelseismographen von Ewing mit zwei Komponenten. Eingehender beschrieben sind von Omori die Ergebnisse der Beobachtungen beim Erdbeben vom 30. November 1894, dessen Bewegungen vom Apparat in fünffacher Vergrösserung aufgezeichnet wurden. Die Versuche wurden 1895 von A. Imamura wieder aufgenommen und in verbesserter Form bis 1898 durchgeführt.

Der Zweck einer seismischen Triangulation geht dahin, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit eines Erdbebens genau zu bestimmen. Zu diesem Behufe muss man in der Lage sein, ein und dieselbe Welle, welche im Verlauf einer Störung auftritt, an verschiedenen Stationen zu identifizieren. Bei den japanischen Versuchen war ein Dreieck gewählt, das an die Sternwarte in Tokio anschloss und dessen Seiten 6,3 km bezw. 8,13 und 10,0 km lang waren. Die Lage und Entfernung des Epizentrums wurde in jedem Falle aus den makroseismischen Angaben durch Rechnung bestimmt; die Entfernung schwankte zwischen 60 und 450 km. Da der Abstand des Epizentrums von den Stationen im Verhältnisse zu den Entfernungen der Stationen untereinander sehr gross war, so liess sich die Fortpflanzungsrichtung und Geschwindigkeit der Erdbebenwellen aus dem Verhältnisse des Zeitunterschiedes für das Auftreten der Wellen entnehmen;

Digitized by Google

die Fortpflanzungsrichtungen der Wellen an den verschiedenen Stationen wurden als parallel zueinander angenommen.

Unter den in Deutschland herrschenden seismischen Verhältnissen ist nicht wie in Japan darauf zu rechnen, dass in einem verhältnismässig kurzen Zeitraum eine grössere Zahl von fühlbaren Erderschütterungen auftritt, welche auf mehreren weit entfernten Stationen bemerkt werden. Es müssen daher die Aufzeichnungen von mehr oder minder nahen Erdbeben zugrunde gelegt und das Hauptaugenmerk auf die langen Wellen der Nahbeben gerichtet werden. Für diese Zwecke hat Strassburg gerade eine sehr günstige Lage, wie aus den instrumentellen Aufzeichnungen der letzten Jahre zu entnehmen ist. Erschütterungen, welche in den Ost- oder Westalpen, Pyrenäen, in Westeuropa vom südlichen Frankreich bis zum nördlichen England, in Österreich und Ungarn ihren Sitz haben und deren Epizentren sich mit grosser Genauigkeit feststellen liessen, sind hier registriert worden. Dazu kommen Erdbeben, welche aus dem rheinischen Gebirgssystem stammen. Neben diesen verhältnismässig nahen Beben können aber auch die langen Wellen der Fernbeben für die Zwecke einer seismischen Triangulation benützt werden. Ein Vergleich der Seismogramme ein und desselben Fernbebens, welche auf den Stationen Graz und Strassburg aufgenommen worden sind, lässt erkennen, dass auch eine Identifizierung dieser Art von langen Wellen möglich ist.

Von den angeführten Tatsachen ausgehend, sind Massnahmen getroffen worden, um Vorversuche anstellen zu können. Herr Dr. Mainka hat ein Horizontalschwerpendel mit einer Masse von 400 kg und von langer Periode bauen lassen, welches zur Aufzeichnung der langen Erdbebenwellen besonders geeignet ist. Ferner sind mit der hiesigen Telegraphendirektion Verhandlungen gepflogen worden, die den Erfolg hatten, dass uns eine etwa 50 kg lange Schleife der Telephonleitung für die Nachtstunden zur Benutzung überlassen wurde. Die weitere Absicht geht nun dahin, in Mülhausen Els. und Metz ebenfalls einen Pendelapparat der gleichen Konstruktion und mit der gleichen schweren Masse aufzustellen, wie er in der Hauptstation bereits steht. Die drei Stationen stellen ein Dreieck dar, dessen Seiten in der Luftlinie folgende Länge haben:

Strassburg-Mülhausen	100 km
Strassburg-Metz	130 km
Metz-Mülhausen	170 km.

Die hiesige Telegraphendirektion hat sich bereit erklärt, ein

Digitized by Google

etwaiges Gesuch um Anschluss der drei Stationen an den Staatstelegraphen beim Reichs-Postamt zu unterstützen.

Von dem Ergebnisse der Versuche wird es abhängen, ob sich die seismische Triangulation auf ein grösseres Dreiecknetz zunächst innerhalb des Deutschen Reiches ausdehnen lässt. Sollte das Resultat ein günstiges sein und sollte sich vor allem eine Methode ergeben, welche es gestattet mit dem Telegraphen auf grössere Entfernungen zu arbeiten, so geht die Endabsicht dahin, eine internationale Triangulation anzuregen in der Weise, dass benachbarte assoziierte Staaten ihre Dreiecksnetze miteinander verbinden. Die Ausführung dieses Planes würde zugleich dazu dienen, unsere in den Erläuterungen zu Punkt 7 der Tagesordnung dargelegten Bestrebungen, welche darauf gerichtet sind, die Erdbebenforschung in den Dienst der Öffentlichkeit zu stellen, wesentlich zu fördern.

II. Die Kosten der Untersuchung werden auf insgesamt 3000 Mark veranschlagt und setzen sich wie folgt zusammen.

A. Sachliche Ausgaben.

	Im ganzen.
Zwei Komponenten eines Horizontalpendels	1000 Mark
Zwei Uhren für Zeitmarkierung	200 „
Anschluss an die Fernsprechleitung	220 „
Telephonische Uhrvergleichung	100 „
Papier für alle drei Stationen	20 „
Sachliche Nebenausgaben für die Stationen Metz und Mülhausen (Fixieren)	10 „
Einrichtung der Beobachtungsräume und Aufstellung der beiden Pendel	50 „
1 Galvanometer	200 „
1 Chronograph	200 „
Anpassung der Aparate für den geplanten Zweck . .	200 „
Fracht der Apparate nach Metz und Mülhausen . . .	20 „

B. Persönliche Ausgaben.

Reisen nach Mülhausen und Metz	100 Mark
Unterhalt	50 „
Entschädigung für die Diener	200 „
Insgemein und für unvorhergesehene Ausgaben . . .	430 „
Zusammen	3000 Mark.

Digitized by Google

Hierzu ist zu bemerken:

Der Preis für eine Komponente des Horizontalschwerpendels ist niedriger angesetzt als in den Erläuterungen zu Punkt 9 der Tagesordnung, weil es sich in der Hauptsache um gute Registrierapparate handelt, welche von der hiesigen Firma J. & A. Bosch bezogen werden sollen, und einzelne Teile des Pendelapparates in der Werkstätte der Hauptstation hergestellt werden können. Dasselbe gilt für die beiden Uhren, deren Kontaktvorrichtungen von der Werkstätte geliefert werden sollen.

Es ist ferner vorausgesetzt, dass es gelingt, in Mülhausen und Metz einen Beobachtungsraum unentgeltlich zur Verfügung gestellt zu erhalten. Ebenso hoffen wir geeignete Persönlichkeiten in beiden Städten zu gewinnen, welche aus wissenschaftlichem Interesse sich an den Untersuchungen beteiligen.

Erläuterungen zu Antrag 3.

I. Die deutsche Erdbebenforschung ist gegenwärtig in ihrer Weiterentwickelung im hohen Masse dadurch gehemmt, dass den auf den deutschen Stationen benutzten Apparaten in den anderen Staaten, selbst in den zur internationalen seismologischen Assoziation gehörigen keine Instrumente gegenüberstehen, welche vergleichbare Aufzeichnungen von Erdbeben liefern. Der Grundsatz, dass nur mit Pendeln beobachtet werden darf, welche mit einer Dämpfungsvorrichtung ausgestattet sind, wird allein von den deutschen Stationen befolgt. Von den auswärtigen Stationen kommen für eine wissenschaftliche Bearbeitung eines Seismogramms höchstens die japanischen und einige italienische in Betracht, welche Pendel haben, die mit einer grossen Masse versehen sind und eine grosse Schwingungsperiode besitzen. Die Aufzeichnungen der leichten, ungedämpften, optisch registrierenden Horizontalpendel, System Milne und v. Rebeur-Ehlert, sind zu Vergleichen nicht geeignet. Und gerade diese Kategorie von Apparaten hat die grösste Verbreitung gefunden in Grossbritannien und den britischen Besitzungen, in Russland und den russischen Besitzungen in Asien.

Überblickt man ferner das Netz der Beobachtungsstationen, wie es in den assoziierten Staaten jetzt vereinigt sich darstellt, so fällt die grosse Zahl von Stationen in dem seismisch relativ wenig bewegten Gebiete von Mitteleuropa auf; in den seismisch am stärksten erregten Erdteilen dagegen fehlen die Stationen entweder ganz, oder

Digitized by Google

sind sehr spärlich vorhanden, so dass die für alle Fragen wichtige Feststellung der epizentralen Schütterfläche in den meisten Fällen unmöglich ist. Es ist allerdings zuzugeben, dass die Errichtung der meisten Stationen in eine Zeit fällt, in welcher die Lage der grossen Schüttergebiete, von denen die Weltbeben ausgehen, unbekannt war. Nimmt man dazu die Notwendigkeit, dass bei der Gründung einer Station eine Reihe von Vorbedingungen lokaler, sachlicher und persönlicher Art erfüllt sein müssen, um seismische Beobachtungen mit Aussicht auf Erfolg anstellen zu können, so erklärt sich die ungleichmässige und anscheinend willkürliche Verteilung der Erdbebenstationen auf der Erde.

Die Forschung der letzten Jahre hat nun erwiesen, dass die Ausgangsstellen der grössten Zahl der Weltbeben im westlichen Teile des Grossen Ozeans und im südlichen Indischen Ozean zu suchen sind; nur ein verhältnismässig kleiner Teil der grossen Störungen kommt aus dem Westen zu uns. Der Umkreis des Grossen Ozeans ist aber, wenn wir von Japan absehen, mit seismischen Beobachtungsstationen fast noch gar nicht versehen, und die Stationen im britischen Bereich an der Nord- und Ostseite des Indischen Ozeans entsprechen nicht den Bedürfnissen der Forschung. Eine Änderung in diesen Verhältnissen ist in der nächsten Zeit nicht zu erwarten; denn es is nicht angängig, die assoziierten Staaten in dem Sinne zu beeinflussen, dass sie sich in der Anschaffung der Instrumente und der Wahl der Stationen nach unseren Vorschlägen richten. Nur die Tat, der unaufhaltsame Fortschritt der Forschung kann das Ausland veranlassen, dem deutschen Vorgehen zu folgen.

Von diesen Erwägungen ausgehend wird vorgeschlagen, fünf deutsche Stationen, mit gleichwertigen Apparaten ausgerüstet, im nichtassoziierten Ausland und in den deutschen Schutzgebieten zu errichten.

II. Der Zweck, welcher durch die Errichtung der Stationen erreicht werden soll, geht dahin:

1. die Lage der epizentralen Schütterflächen so genau wie möglich zu bestimmen;
2. die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der verschiedenen Arten von Bebenwellen zu berechnen;
3. die Seismogramme eines Bebens, das auf allen Stationen registriert worden ist, miteinander zu vergleichen und die sich hieraus ergebenden Schlussfolgerungen zu ziehen;
4. die Natur der Bodenunruhe zu studieren;

Digitized by Google

5. gestützt auf die Ergebnisse der unter 1 angeführten Forschungen die Seismologie in den Dienst der Praxis zu stellen durch Bekanntgabe und möglichst weite Verbreitung der bekannt gewordenen grossen Störungen;
6. die Seismische Natur der Erde immer genauer kennen zu lernen.

Bei der Errichtung von Stationen kommen folgende Gegenden in erster Linie in Betracht:

Neu-Guinea, Niederländisch Indien, Palästina, Kamerun, Guatemala.

a) Neu-Guinea. Als Ort der Station ist nur Friedrich-Wilhelmshafen oder Herbertshöhe zu berücksichtigen. Die Entscheidung zwischen beiden hängt von den örtlichen Verhältnissen ab; es ist hierbei besonders darauf zu achten, dass der Beobachtungsort von den Brandungsbewegungen geschützt ist.

b) Die Aufnahme von Niederländisch-Indien unter die Gebiete, in welchen eine Station errichtet werden soll, macht nur scheinbar eine Ausnahme von dem Grundsatze, dass nur das nichtassoziierte Ausland berücksichtigt werden soll. In dem magnetischen Observatorium zu Batavia steht schon seit einigen Jahren ein Horizontalpendel, System v. Rebeur-Ehlert, dessen Aufzeichnungen zur Ausmessung mit Erlaubnis der Königlich-Holländischen Regierung regelmässig an die Kaiserliche Hauptstation in Strassburg geschickt werden. Das Personal des Observatoriums ist wegen anderweitiger Arbeiten nicht in der Lage sich mit Erdbebenbeobachtungen zu beschäftigen. Die geschützte Lage des Observatoriums empfiehlt Batavia als Station.

c) In Palästina kann nur Jerusalem in Betracht kommen, wo durch das Wirken des Deutschen Palästina-Vereins die Bedingungen für zuverlässige Beobachtungen gegeben sind.

d) Für Kamerun gelten dieselben Bemerkungen wie für Neu-Guinea. Die Station müsste am Sitze des Gouvernements sein.

e) Für Guatemala müsste die Bestimmung eines geeigneten Ortes den Verhandlungen mit der Regierung oder dem Deutschen Generalkonsulat vorbehalten bleiben. Sollte sich ein negatives Resultat ergeben, so käme für die 5. Station Lima, Peru, in Betracht.

Zu diesen fünf Stationen kämen die beiden bereits bestehenden Stationen in Apia und Daressalam und als dritte die Station in Kiautschou, welche im Jahre 1908 eingerichtet werden soll. Die Beobachtungen in Apia werden, wie es scheint, durch die Einwirkungen der Brandungsbewegungen stark beeinflusst. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sich dieselbe Beeinflussung in Daressalam geltend machen wird.

Digitized by Google

Für diesen Fall wäre es zu wünschen, dass die Station in das Innere des Schutzgebietes an den Rand des Grossen Grabens, verlegt und entweder mit einem Militärposten in Usumbura oder mit einer Missionsanstalt im Süden von Deutsch-Ostafrika verbunden werden könnte.

Die acht Stationen Apia, Neu-Guinea, Batavia, Kiautschou, Daressalam, Jerusalem, Kamerun und Guatemala eventuell Lima, würden zusammen mit den deutschen Stationen, die für wissenschaftliche Beobachtungen als eine Station angesehen werden können, eine vorläufig ausreichende Dreieckskette darstellen.

III. Die Bestimmung darüber, welche Apparate auf den genannten fünf Stationen zur Aufstellung gelangen sollen, hängt von den örtlichen und persönlichen Verhältnissen der betreffenden Station ab. Es wird vorgeschlagen, zwei astatische Pendelseismometer von Professor Dr. Wiechert und drei Horizontalpendel mit grosser Masse und grosser Empfindlichkeit in der verbesserten Form, welche Dr. Mainka anlehnend an die vorhandene betreffende Literatur und an gemachte Erfahrungen bauen lassen wird, anzuschaffen.

Der komplizierte Bau des astatischen Pendelseismometers und die stete Beaufsichtigung, welche der Apparat verlangt, erfordern einen physikalisch und technisch ausgebildeten Beobachter. Diese Bedingungen sind voll und ganz nur im magnetischen Observatorium zu Batavia gegeben, sie lassen sich bis zu einem gewissen Grade hoffentlich auch in Jerusalem erfüllen.

Die einfachere Konstruktion des Horizontalschwerpendels gestattet es, diesen Apparat auch dort aufzustellen, wo, wie auf Neu-Guinea, in Kamerun und Guatemala, solche Beobachter nicht zur Verfügung stehen.

IV. Die Kosten für die Errichtung der fünf Stationen werden berechnet zu . . . . . 25000 Mark.

A. Sachliche Ausgaben.

	Im einzelnen	Im ganzen
Zwei astatische Pendelseismometer ohne Uhren	2500 Mark	5000 Mark
Drei Horizontalschwerpendel	1500 „	4500 „
Vier Uhren für Zeitmarkierung	150 „	600 „
Verpackung und Transport		1000 „
Seeversicherung		900 „
Beobachtungsgebäude für 4 Stationen	2500 „	10000 „
Innere Einrichtung für 4 Stationen		3000 „
	zusammen	25000 Mark.

Digitized by Google

Auf den drei Stationen Neu-Guinea, Jerusalem und Guatemala wird sich die Notwendigkeit herausstellen, dass durch die Persönlichkeit, welche mit der Beaufsichtigung des Apparates betraut ist, Zeitbeobachtungen angestellt werden. Die Instrumente, welche zu Zeitbestimmungen erforderlich sind, sind nicht einbegriffen und lassen sich vielleicht leihweise beschaffen.

B. Persönliche Ausgaben.

Als Grundsatz muss festgehalten werden, dass alle Apparate auf den Stationen durch sachkundige Persönlichkeiten aufgestellt werden. Abgesehen von Batavia wird es an solchen auf Neu-Guinea, in Jerusalem, Kamerun und Guatemala fehlen. Es ergibt sich daraus die Notwendigkeit, dass von Deutschland aus jüngere Fachgelehrte hinausgeschickt werden. Dieselben hätten zugleich an Ort und Stelle das betreffende Personal technisch und praktisch in die Erdbebenforschung einzuführen. Nur so ist eine sichere Gewähr dafür gegeben, dass wissenschaftlich brauchbare Resultate erzielt werden. Die Reisekosten und Tagegelder lassen sich auf einen längeren Zeitraum verteilen, vielleicht lässt sich auch die Vergünstigung erwirken, dass der eine oder der andere der hinausgehenden Fachgelehrten freie Reise erhält. Die Höhe der persönlichen Ausgaben, welche durch die Errichtung von vier Stationen im Auslande veranlasst werden, kann daher zurzeit nicht angegeben werden.

V. Die wissenschaftliche Verwertung des Beobachtungsmateriales ist in folgender Weise gedacht: Die fünf Stationen senden alle Monat ihre Aufzeichnungen an die Kaiserliche Hauptstation in Strassburg. Hier werden alle Störungen sofort kopiert und die Kopien mit den erforderlichen Daten an alle deutsche Stationen geschickt. Die Originale bleiben im Archiv der Kaiserlichen Hauptstation. Die Ausmessungen der Seismogramme und die aus ihnen zu ziehenden Schlüsse bleiben jeder Station überlassen. Für wichtigere Störungen können auch im Laufe des Monats von den fünf Stationen Kopien eingefordert werden, die in gleicher Weise vervielfältigt und den deutschen Stationen übersandt werden.

VI. Laufende Kosten werden für Batavia nicht angerechnet. Für die vier verbleibenden Stationen stellen sich die laufenden Kosten wie folgt:

Digitized by Google

Papier	200	Mark,
Berussung (Petroleum, Terpentin)	50	„
Fixieren (Alkohol) und Kopieren	300	„
Porti und event. Telegramme	350	„
Bureaubedürfnisse	200	„
Entschädigung für die Aufseher der Stationen	400	„
zusammen	1500	Mark.

Die laufenden Kosten werden aus dem Etat der Kaiserlichen Hauptstation bestritten. Die hierdurch bestehenden Mehrausgaben und die vermehrte Arbeit machen eine Erhöhung der der Kaiserlichen Hauptstation zur Verfügung zu stellenden Mittel erforderlich. Für die wissenschaftlichen Arbeiten ist ein zweiter Assistent nötig, für den 1500 Mark anzusetzen wären. Ferner wird es nicht zu umgehen sein, dass die Kaiserliche Hauptstation einen eigenen Mechaniker erhält, der eine Entschädigung von 1500—1800 Mark erhalten müsste. Der Mindestbetrag der Erhöhung des Etats der Kaiserlichen Hauptstation ist auf 600 Mark zu berechnen.

Nimmt man an, dass die Forderung von 25000 Mark für die fünf Stationen vom Reichstage für das Rechnungsjahr 1908 bewilligt wird, so vergeht auf Herstellung der Apparate und Einrichtung der vier Stationen mindestens ein Jahr. Die Erhöhung des Etats für die Kaiserliche Hauptstation wäre also erst für das Jahr 1909 zu beantragen.

Digitized by Google

II.

Ein Beitrag zur Bestimmung des Starrheitskoeffizienten der Erde.

Von

W. Schweydar
in Potsdam.

Die erste genauere Abschätzung des Wertes des Starrheitskoeffizienten der Erde rührt von Thomson her. In der „Natural Philosophy“ Part II zeigt er aus je 33 Beobachtungen der vierzehntägigen und monatlichen Mondflut, dass die Höhe dieser Ungleichheit des Meeresniveaus 0,7 ihres theoretischen Wertes beträgt und schliesst daraus, dass die Starrheit der Erde gleich oder grösser ist, als diejenige des Stahles. Bei dieser Schlussfolgerung ist auf die Verteilung der Dichte im Erdkörper keine Rücksicht genommen. Die Zahl der hierbei benützten Gezeitenbeobachtungen reicht jedoch nicht aus, um einen sicheren Aufschluss über den Grad der Starrheit der Erde zu erhalten, da meteorologische Vorgänge nicht ohne Einfluss auf die langperiodischen Glieder der Gezeiten sein werden.

Ein anderer Weg, zur Kenntnis des Starrheitsgrades der Erde zu gelangen, bot sich, als Chandler aus den Beobachtungen der Breitenvariationen nachwies, dass die Periode der Bewegung der Rotationsachse im Erdkörper 427 Tage beträgt, während die Theorie für die vollkommen starre Erde die sogenannte Euler'sche Periode von 305 Tagen fordert. S. Newcomb[1]) machte zuerst darauf aufmerksam, dass bei Nachgiebigkeit der Erde die Euler'sche Periode sich vergrössert und S. S. Hough[2]) hat auf Grund einer eingehenden

[1]) Monthly Notices 1892.
[2]) Phil. Trans. London 1896. Bd. 187.

Digitized by Google

Theorie der Rotation eines elastischen homogenen Sphäroids gezeigt, dass die Euler'sche Periode sich auf den von Chandler gefundenen Betrag verlängert, wenn die Erde die Elastizität des Stahles ($7{,}65 \times 10^{11}$ cgs) besitzt. M. P. Rudzki[1]) hat die Aufgabe von der Breitenvariation bei einem elastischen, von Wasser bedeckten, inkompressiblen Sphäroid bearbeitet. Er setzt ebenfalls, indem er auf die Ergebnisse der Thomson'schen Theorie der elastischen Deformationen der Erde zurückgreift, die Erde als homogen voraus. Mit Rücksicht auf die Deformation des Ozeans findet er für den Starrheitskoeffizienten einen grösseren Wert, nämlich $17{,}1 \times 10^{11}$ (cgs). Vernachlässigt er den Einfluss des Ozeans, so erhält er für jenen Koeffizienten $12{,}5 \times 10^{11}$.

G. Herglotz[2]) zeigt in einer vor Jahresfrist erschienenen Arbeit, dass die Dichtezunahme gegen das Erdinnere die Festigkeit bedeutend erhöht und die durch die fluterzeugende Kraft entfernter Himmelskörper hervorgerufenen Deformationen bei der Nachgiebigkeit des Stahles und bei Berücksichtigung des Roche'schen oder Wiechert'schen Dichtegesetzes nur 0,8 derjenigen betragen, die für die homogene Erde sich ergeben. Bei Annahme der Wiechert'schen Hypothese über die Verteilung der Dichte findet er aus der Chandler'schen Periode für den Starrheitskoeffizienten $n = 11{,}68 \times 10^{11}$ (cgs), während die Rechnung mit der Homogeneität $n = 9{,}19 \times 10^{11}$ liefert. Die Bestimmung der Elastizität der Erde aus der Chandler'schen Periode besitzt jedoch den Übelstand, dass die Periode aus dem relativ geringen Beobachtungsmaterial sich nicht sicher bestimmen lässt. Während Chandler für dieselbe den Wert von 427 Tagen berechnet, findet Kimura[3]) mit Rücksicht auf das gesamte vorhandene Material, dass sie in den Jahren 1890—1893 438 Tage betrug, von da an sich immer mehr verkürzte und zwischen 1900 und 1905 den Betrag von 434 Tagen erreichte. Wieweit diese Variation ein Rechnungsergebnis darstellt, lässt sich aus den vorläufigen Mitteilungen Kimuras nicht erkennen.

Das Ziel der vorliegenden Abhandlung besteht in der Bestimmung des Starrheitskoeffizienten aus der Grösse der Ablenkung eines Horizontalpendels unter dem Einfluss der Attraktion des Mondes und aus dem Vergleich der beobachteten Höhen der vierzehntägigen und

---

[1]) Anzeiger der Akad. der Wiss. in Krakau. 1899, Juni.

[2]) Zeitschrift für Math. u. Physik. 1905. Bd. 52.

[3]) Kimura, Harmonic Analysis of the Variation of Latitude during the years 1890,0—1905,0.

Digitized by Google

monatlichen Mondflut mit ihrem theoretischen Wert unter Zugrundelegung eines weit grösseren Beobachtungsmateriales, als dies von Thomson geschehen ist.

Die fluterzeugende Kraft des Mondes verändert periodisch die Richtung der Schwerkraft an einem Ort und deformiert zugleich die Gestalt des Erdkörpers. Die Erdoberfläche hat unter dem Einfluss der störenden Kraft das Bestreben, sich senkrecht zu der neuen Schwererichtung einzustellen; wäre die Erde vollkommen nachgiebig, so würde relativ zur Oberfläche keine Änderung der Lotrichtung eintreten und somit das Horizontalpendel keine Ablenkung erfahren. Wenn demnach die Erde der deformierenden Kraft nur unvollkommen nachgibt, so muss die beobachtete Ablenkung des Pendels kleiner sein, als die aus der Grösse der Mondanziehung auf das Lot berechnete. Somit gibt uns das Verhältnis der beobachteten Ablenkung des Horizontalpendels zur Grösse der Anziehung auf das Lot ein wertvolles Mass für die Nachgiebigkeit der Erde. Wenn erst eine grosse Zahl von Beobachtungsreihen dieser Art vorliegt, darf man bei dieser Methode auf genauere Resultate rechnen, als bei den bisher eingeschlagenen Wegen; schon die verhältnismässig geringe Zahl der in dieser Abhandlung diskutierten Beobachtungen gibt ein befriedigendes Ergebnis. Es wäre sehr wünschenswert, wenn an zahlreichen Orten der Nord- und Süd-Halbkugel ungedämpfte Horizontalpendel mit grosser Schwingungsdauer zur Beobachtung der Ablenkung des Lotes unter der Wirkung der Mondanziehung aufgestellt würden. Notwendige Bedingung der Auswahl der Stationen ist grössere Entfernung von der Meeresküste, da hier die sogenannten sekundären Störungen durch Ebbe und Flut (siehe Helmert's Theorien der höh. Geodäsie II), das Ergebnis der Beobachtungen fälschen können. Von grossem Vorteil ist es, wenn das Pendel in grösserer Tiefe unter der Erdoberfläche aufgestellt wird, wie es in Potsdam im Geodät. Institut geschehen ist, da hier die störenden periodischen Bodenneigungen, die ihren Ursprung in der wechselnden Sonnenstrahlung haben, viel kleiner sind als unmittelbar an der Erdoberfläche. Ein derartiger systematisch angelegter Beobachtungsplan würde sich um so leichter ausführen lassen, als es heute sehr viele Stationen gibt, die mit Horizontalpendeln ausgestattet sind.

Die theoretische Grundlage der Ableitung des Starrheitskoeffizienten aus den Horizontalpendel- und Flutbeobachtungen ist im ersten Teil der Arbeit enthalten. Den Ausgang bilden die exakten Differentialgleichungen der Elastizität; die Erde ist als inhomogen und

Digitized by Google

inkompressibel angenommen und der Untersuchung das Wiechert'sche Dichtegesetz zugrunde gelegt. Diese Grundlage war bereits dargestellt, als die oben angeführte Abhandlung von Herglotz erschien; obgleich es sich nun erübrigt, den Einfluss der Inhomogeneität auf die Grösse der Deformationen hier zu untersuchen, so tue ich es dennoch, da ich auf einem anderen Wege zu denselben Ergebnissen gelange wie Herglotz.

Im zweiten Teil wird die Formel für die Ablenkung eines im beliebigen Azimut aufgestellten Horizontalpendels, welche die Anziehung des Mondes und die Deformation der Erdoberfläche verursacht, aufgestellt und aus den sechs brauchbaren Beobachtungsreihen für den Koeffizienten der Starrheit der Wert $n = 6{,}3 \times 10^{11}$ (cgs) abgeleitet. Der dritte Teil gibt den Ausdruck für den durch die Gezeiten der festen Erde bedingten Verkleinerungsfaktor der Fluten bei Berücksichtigung der variablen Dichte und berechnet aus 194 Beobachtungen der vierzehntägigen Mondflut für n den Wert $6{,}1 \times 10^{11}$ (cgs) und aus ebensoviel Beobachtungen der monatlichen Mondflut $n = 5{,}5 \times 10^{11}$ (cgs). Mit Rücksicht auf die Gewichte ergibt sich im Mittel $n = 6{,}09 \times 10^{11}$. Der zweite und dritte Teil setzt die Starrheitskoeffizienten für Kern und Mantel der Erde als gleich voraus. Der vierte Teil lässt diese Annahme fallen und zieht aus der Chandler'schen Periode und den Ergebnissen der vorangehenden Untersuchungen einen Schluss auf den Grad der Starrheit des Erdinneren. Es ergibt sich das wenig wahrscheinliche Resultat, dass man der Erdkruste die Starrheit $n = 0{,}9 \times 10^{11}$ und dem Erdkern $n = 20{,}2 \times 10^{11}$ (cgs) zu erteilen hat. Der zu kleine Koeffizient der Starrheit der Erdrinde deutet darauf hin, dass, wie auch von Wiechert angenommen wird, zwischen Kern und Kruste sich eine plastische Schicht befindet, auf der die Erdrinde gewissermassen schwimmt. Die Deformationen dieser Schicht, welche die flut-erzeugende Kraft des Mondes bewirkt, heben und senken die Erdkruste und vergrössern somit scheinbar die in den Horizontalpendel- und Flutbeobachtungen sich geltend machenden Deformationen der äusseren Erdoberfläche. Man wird daher nach den hier entwickelten Methoden, wenn man den Einfluss der plastischen Schicht vernachlässigt, einen zu kleinen Koeffizienten erhalten.

Das wesentliche Resultat der Abhandlung besteht darin, dass die effektive Starrheit der Erde, wie sie sich in den Ablenkungen des Horizontalpendels und der Höhe der Ozeanfluten äussert, $6{,}09 \times 10^{11}$

Digitized by Google

(cgs) $\pm$ 1,0 $\times 10^{11}$ beträgt, also bedeutend geringer ist, als die Chandler'sche Periode der Polbewegung ergibt.

I. Deformationen der Erde mit Rücksicht auf das Wiechert'sche Dichtegesetz und die Gravitation.

Es handelt sich darum, die Deformationen der elastischen Erde, welche durch die fluterzeugende Kraft des Mondes hervorgerufen werden, mit Rücksicht auf die Dichteverteilung und die Wirkung der Gravitation zu berechnen. Da man bei der Ableitung des Starrheitskoeffizienten aus der Grösse der Deformationen gezwungen ist, über den Zusammenhang dieses mit der Kompressibilitätskonstante eine Annahme zu machen, so wird der ganzen folgenden Entwickelung die Voraussetzung zugrunde gelegt, dass die Kompressibilitätskonstante sehr gross, d. h. dass die elastische Erde inkompressibel ist. Diese Annahme hat einerseits auf die Bestimmung des Starrheitskoeffizienten keinen wesentlichen Einfluss, wie Thomson[1]) und Love[2]) gezeigt haben, vereinfacht andererseits die Rechnung in beträchtlicher Weise. Als Hypothese für die Dichteverteilung im Erdkörper dient uns die Wiechert'sche Annahme, dass die Dichteunterschiede in der Erde durch Materialverschiedenheiten verursacht werden und die Erde aus einem Metallkern von konstanter Dichte besteht, der von einem Gesteinsmantel ebenfalls konstanter Dichte umgeben ist.

Sind r, ϑ, φ die Polarkoordinaten eines Massenteilchens des Erdkörpers, so dass r dem Abstand vom Zentrum, ϑ der Poldistanz und φ der geographischen Länge entspricht, λ und n die beiden Elastizitätskonstanten des Materials und ε die Dichte, ferner u, v, w die elastischen Verrückungen in r, ϑ, φ und R das Potential der wirkenden Kräfte, so lauten die Differentialgleichungen[3]) für die Verrückungen des Teilchens:

$$(1)\quad (m+n)\, r^2 \sin\vartheta \frac{\partial \Delta}{\partial r} + n\left(\frac{\partial \mathfrak{B}}{\partial \varphi} - \frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \vartheta}\right) + \varepsilon r^2 \sin\vartheta \frac{\partial R}{\partial r} = \varepsilon r^2 \sin\vartheta \frac{\partial^2 u}{\partial t^2},$$

$$(m+n)\, \sin\vartheta \frac{\partial \Delta}{\partial \vartheta} + n\left(\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial r} - \frac{\partial \mathfrak{A}}{\partial \varphi}\right) + \varepsilon \sin\vartheta \frac{\partial R}{\partial \vartheta} = \varepsilon r \sin\vartheta \frac{\partial^2 v}{\partial t^2},$$

$$(m+n)\, \frac{1}{\sin\vartheta} \frac{\partial \Delta}{\partial \varphi} + n\left(\frac{\partial \mathfrak{A}}{\partial \vartheta} - \frac{\partial \mathfrak{B}}{\partial r}\right) + \frac{\varepsilon}{\sin\vartheta} \frac{\partial R}{\partial \varphi} = \varepsilon r \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}.$$

[1]) Thomson und Tait, Natural Philosophy, Part. II.

[2]) Cambr. Phil. Trans. Bd. XV.

[3]) Chree, The equations of an isotropic solid in polar and cylindrical coordinates. Camb. Phil. Soc. Trans. XIV. 1889.

Digitized by Google

Hierin bedeuten:

$$m = \lambda + \frac{n}{3},$$

$$\mathfrak{A} = \frac{1}{r^2 \sin\vartheta}\left\{\frac{\partial}{\partial\vartheta} w r \sin\vartheta - \frac{\partial v r}{\partial\varphi}\right\},$$

$$\mathfrak{B} = \frac{1}{\sin\vartheta}\left\{\frac{\partial u}{\partial\varphi} - \frac{\partial}{\partial r} w r \sin\vartheta\right\},$$

$$\mathfrak{C} = \sin\vartheta\left\{\frac{\partial v r}{\partial r} - \frac{\partial u}{\partial\vartheta}\right\},$$

$$r^2 \Delta = \frac{\partial u r^2}{\partial r} + \frac{1}{\sin\vartheta}\frac{\partial}{\partial\vartheta} v r \sin\vartheta + \frac{1}{\sin^2\vartheta}\frac{\partial}{\partial\varphi} w r \sin\vartheta.$$

Die Kompressibilitätskonstante λ sei sehr gross gegen n. Die Integration der Gleichungen (1) ist für den Kern und den Mantel getrennt auszuführen. Die Integrale werden hier in der von Chree[1]) gegebenen Form ohne Ableitung angeführt; es lässt sich leicht zeigen, dass die Integration in weit einfacherer Weise ausgeführt werden kann, als es von Chree geschieht, doch gehen wir nicht näher darauf ein. Die wirkenden Kräfte sind die fluterzeugende Kraft des Mondes und die Gravitation. Das Potential der ersteren stellt sich dar als eine Summe von räumlichen Kugelfunktionen; ein einzelnes Glied dieser Summe sei $W_\nu e^{i\gamma t}$, wo W_ν eine räumliche Kugelfunktion νter Ordnung und $2\pi/\gamma$ die Periode dieses Gliedes ist. Die von W_ν abhängigen radialen Verrückungen haben, wie die Entwickelungen zeigen, die Form $u = k W_\nu$, wo k klein und für eine konzentrische Schicht konstant ist. Die Oberfläche des Mantels und die Trennungsfläche zwischen Kern und Mantel, welche frei sind von körperlich angreifenden Kräften, werden dargestellt durch die Gleichungen:

$$r = a + k W_\nu$$

bezw.

$$r = b + k_1 W_\nu,$$

wenn a und b die Radien von Mantel bezw. Kern sind. Der deformierte Erdkörper ist keine Kugel mehr und wir haben die Gleichgewichtsbedingungen für die gestörten Oberflächen einzuführen und auf die Änderung des Gravitationspotentials durch die Gestaltsänderung der Erde Rücksicht zu nehmen.

Um das Problem auf ein Kugelproblem zu reduzieren, behandeln wir die Aufgabe ähnlich, wie es Darwin[2]) bei der homogenen Erde

[1]) Chree, The equations of an isotropic solid in polar and cylindrical coordinates. Camb. Phil. Soc. Trans. XIV. 1889.

[2]) G. H. Darwin, On the bodily tides . . . . . Phil. Trans. London. 1879. Part. I.

Digitized by Google

getan hat. Wir denken uns die Kugel $r = a$ und den Kugelmantel mit Massen bedeckt, welche die Räume $k W_\nu$ und $k_1 W_\nu$ ausfüllen. Diese üben auf die Flächen $r = a$ und $r = b$ eine Wirkung aus und ziehen zusammen mit dem Kern und dem Mantel jeden Punkt im Erdkörper an. Die Wirkung auf die Flächen ist bei kleinen Deformationen hauptsächlich ein normal gerichteter Druck; die tangentialen Wirkungen dürfen vernachlässigt werden wie Darwin zeigt. Von diesem Gesichtspunkte aus können wir die Gleichgewichtsbedingungen für die Kugelflächen, die jedoch nicht mehr frei von Oberflächenkräften sind, aufstellen. Das Potential des Kernes und Mantels braucht in die Rechnung nicht eingeführt zu werden, da dasselbe keine elastische Flut hervorrufen kann. Das Potential der Deformationshauben berechnen wir nach den Formeln von Thomson und Tait[1]), welche das Potential einer unendlich dünnen sphärischen Schicht ausdrücken, über welche nach einem willkürlichen Gesetze Materie verbreitet ist. Bezeichnen g und g_1 die Beschleunigung der Schwere an der äusseren Mantelfläche bezw. an der Oberfläche des Kernes, ε_0 die mittlere Dichte, ε_1 und ε die Dichte des Mantels bezw. des Kernes und f die Gravitationskonstante, so ist:

$$g = \frac{4\pi f a}{3}\varepsilon_0, \qquad g_1 = \frac{4\pi f b}{3}\varepsilon,$$

das Potential der äusseren Deformationshaube:

$$\frac{3}{2\nu+1}\, g\, \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0}\, k\, W_\nu\, e^{i\gamma t} \text{ für innere Punkte}$$

und das der inneren Haube:

$$\frac{3g}{2\nu+1}\,\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_0}\,\frac{b}{a}\left(\frac{b}{r}\right)^{2\nu+1} k_1 W_\nu e^{i\gamma t} \text{ für äussere,}$$

$$\frac{3g}{2\nu+1}\,\frac{b}{a}\,\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_0}\, k_1 W_\nu e^{i\gamma t} \text{ für innere Punkte.}$$

Ein einzelnes vollständiges Glied in der Reihe für R ist demnach für Mantelpunkte:

$$R_\nu = \left\{ W_\nu + \frac{3g}{2\nu+1}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k W_\nu + \frac{3g}{2\nu+1}\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_0}\frac{b}{a}\left(\frac{b}{r}\right)^{2\nu+1} k_1 W_\nu \right\} e^{i\gamma t}$$

für Kernpunkte: (2)

$$R_\nu = \left\{ W_\nu + \frac{3g}{2\nu+1}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k W_\nu + \frac{3g}{2\nu+1}\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_0}\frac{b}{a} k_1 W_\nu \right\} e^{i\gamma t}.$$

[1]) Natural Philosophy. Part. II.

Digitized by Google

Sind n_1 und n die Starrheitskoeffizienten von Mantel bezw. Kern und setzt man zur Abkürzung:

$$\frac{\varepsilon}{m+n}=\alpha^2,\quad \frac{\varepsilon_1}{m+n_1}=\alpha_1^2,\quad \frac{\varepsilon}{n}=e^2,\quad \frac{\varepsilon_1}{n_1}=e_1^2,$$

so lauten die Integrale von (1) für den Mantel:

$$(3)\quad u=-\frac{e^{i\gamma t}}{\alpha_1^2\gamma^2}\left\{P_\nu\frac{d}{dr}r^{-1/2}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma r)+P_{1\nu}\frac{d}{dr}r^{-1/2}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma r)\right\}+$$
$$+e^{i\gamma t}U_\nu r^{-3/2}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma r)+e^{i\gamma t}U_{1\nu}r^{-3/2}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma r)-\frac{1}{\gamma^2}\frac{\partial R_\nu}{\partial r},$$

$$v=-\frac{e^{i\gamma t}}{\alpha_1^2\gamma^2}\left\{\frac{\partial P_\nu}{\partial\vartheta}r^{-3/2}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma r)+\frac{\partial P_{1\nu}}{\partial\vartheta}r^{-3/2}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma r)\right\}+$$
$$+\frac{e^{i\gamma t}}{r\nu(\nu+1)}\left\{\frac{\partial U_\nu}{\partial\vartheta}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma r)+\frac{\partial U_{1\nu}}{\partial\vartheta}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma r)\right\}+$$
$$+\frac{r^{-1/2}e^{i\gamma t}}{\sin\vartheta}\left\{V_\nu J_{\nu+1/2}(e_1\gamma r)+V_{1\nu}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma r)\right\}-\frac{1}{r\gamma^2}\frac{\partial R_\nu}{\partial\vartheta},$$

$$w=-\frac{e^{i\gamma t}}{\alpha_1^2\gamma^2\sin\vartheta}\left\{\frac{\partial P_\nu}{\partial\varphi}r^{-3/2}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma r)+\frac{\partial P_{1\nu}}{\partial\varphi}r^{-3/2}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma r)\right\}+$$
$$+\frac{e^{i\gamma t}}{r\sin\vartheta\nu(\nu+1)}\left\{\frac{\partial U_\nu}{\partial\varphi}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma r)+\frac{\partial U_{1\nu}}{\partial\varphi}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma r)\right\}-$$
$$-r^{-1/2}e^{i\gamma t}\left\{\int\frac{\partial V_\nu}{\partial\vartheta}\partial\varphi\,J_{\nu+1/2}(e_1\gamma r)+\int\frac{\partial V_{1\nu}}{\partial\vartheta}\partial\varphi\,J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma r)\right\}-$$
$$-\frac{1}{r\gamma^2\sin\vartheta}\frac{\partial R_\nu}{\partial\varphi},$$

für den Kern:

$$(4)\quad u=-\frac{e^{i\gamma t}}{\alpha^2\gamma^2}Q_\nu\frac{d}{dr}r^{-1/2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma r)+S_\nu e^{i\gamma t}r^{-3/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)-\frac{1}{\gamma^2}\frac{\partial R_\nu}{\partial r},$$

$$v=-\frac{e^{i\gamma t}}{\alpha^2\gamma^2}\frac{\partial Q_\nu}{\partial\vartheta}r^{-3/2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma r)+\frac{e^{i\gamma t}}{r\nu(\nu+1)}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)\frac{\partial S_\nu}{\partial\vartheta}+$$
$$+\frac{V_\nu^1 e^{i\gamma t}}{\sin\vartheta}r^{-1/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)-\frac{1}{r\gamma^2}\frac{\partial R_\nu}{\partial\vartheta},$$

$$w=-\frac{e^{i\gamma t}}{\alpha^2\gamma^2\sin\vartheta}\frac{\partial Q_\nu}{\partial\varphi}r^{-3/2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma r)+$$
$$+\frac{e^{i\gamma t}}{r\sin\vartheta\nu(\nu+1)}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)\frac{\partial S_\nu}{\partial\varphi}-$$
$$-e^{i\gamma t}\int\frac{\partial V_\nu^1}{\partial\vartheta}\partial\varphi\,r^{-1/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)-\frac{1}{r\gamma^2\sin\vartheta}\frac{\partial R_\nu}{\partial\varphi}.$$

Die willkürlichen Funktionen, welche die Integrale enthalten, sind Kugelflächenfunktionen von der Ordnung ν. Für den Kern verschwinden die Funktionen, welche mit den Besselschen Funktionen J

Digitized by Google

negativer Ordnung multipliziert sind, da die Integrale für $r = o$ endlich bleiben müssen.

Multipliziert man die Gleichung für v mit $\sin\vartheta$ und differenziert nach ϑ und differenziert die Gleichung für w nach φ und addiert, so erhält man mit Rücksicht auf die Differentialgleichung der Kugelfunktionen:

$$\frac{1}{\sin\vartheta}\frac{\partial}{\partial\vartheta}\sin\vartheta\frac{\partial P_\nu}{\partial\vartheta}+\frac{1}{\sin^2\vartheta}\frac{\partial^2 P_\nu}{\partial\varphi^2}=-\nu(\nu+1)P_\nu$$

für den Mantel:

$$(5)\quad \frac{1}{\sin\vartheta}\left(\frac{\partial v\cdot\sin\vartheta}{d\vartheta}+\frac{\partial w}{\partial\varphi}\right)=$$

$$=\frac{\nu(\nu+1)}{\alpha_1^2\gamma^2}e^{i\gamma t}\left\{P_\nu r^{-1/2}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma r)+P_{1\nu}r^{-1/2}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma r)\right\}-$$

$$-e^{i\gamma t}\left\{\frac{U_\nu}{r}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma r)+\frac{U_{1\nu}}{r}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma r)\right\}+\frac{\nu(\nu+1)}{r\gamma^2}R_\nu$$

und für den Kern: (6).

$$=\frac{\nu(\nu+1)e^{i\gamma t}}{\alpha^2\gamma^2}Q_\nu r^{-1/2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma r)-S_\nu\frac{e^{i\gamma t}}{r}\frac{d}{dr}r^{1/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)+\frac{\nu(\nu+1)}{r\gamma^2}R_\nu.$$

Wir gehen jetzt dazu über, die Oberflächenbedingungen zu formulieren, aus denen die willkürlichen Funktionen zu bestimmen sind. Die elastischen Druckkräfte in den drei Koordinatenrichtungen sind:

$$(7)\qquad \text{in } r\text{:}\quad (m-n)\Delta+2n\frac{\partial u}{\partial r}=Fr$$

$$\text{in } \vartheta\text{:}\quad n\left\{r\frac{\partial}{\partial r}\frac{v}{r}+\frac{1}{r}\frac{\partial u}{\partial\vartheta}\right\}=F\vartheta$$

$$\text{in } \varphi\text{:}\quad n\left\{r\frac{\partial}{\partial r}\frac{w}{r}+\frac{1}{r\sin\vartheta}\frac{\partial u}{\partial\varphi}\right\}=F\varphi.$$

Setzt man hierin die Werte für die Verrückungen aus (3) und (4) ein und schreibt für

$$\frac{1}{\alpha\gamma}\frac{d}{dr}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma r)=J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma r),\quad \frac{1}{e\gamma}\frac{d}{dr}J_{\nu+1/2}(e\gamma r)=J'_{\nu+1/2}(e\gamma r),$$

so erhält man für die Kernoberfläche, wenn man für r den Wert b einsetzt, folgende Ausdrücke (vgl. Chree a. a. O.):

$$(8)\quad Q_\nu e^{i\gamma t}b^{-1/2}\left[(m+n)J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)+\frac{4n}{\alpha\gamma b}J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)-\right.$$

$$\left.-2n\frac{\nu^2+\nu+1}{\alpha^2\gamma^2b^2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\right]+S_\nu e^{i\gamma t}b^{-1/2}e\gamma n\left[2J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)-\right.$$

$$\left.-3\frac{J_{\nu+1/2}(e\gamma b)}{e\gamma b}\right]-\frac{2n}{\gamma^2}\frac{\partial^2 R_\nu}{\partial r^2}=Fr,$$

Digitized by Google

$$\frac{\partial Q_\nu}{\partial \vartheta}\frac{e^{i\gamma t}b^{-3/2}}{\alpha\gamma}n\left[\frac{3}{\alpha\gamma b}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)-2J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\right]-$$

$$-\frac{\partial S_\nu}{\partial \vartheta}e^{i\gamma t}\frac{e\gamma b^{-3/2}}{\nu(\nu+1)}n\left[2J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)+\frac{(e\gamma b)^2-2\nu^2-2\nu+1}{e\gamma b}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right]+$$

$$+\frac{V'_\nu}{\sin\vartheta}e^{i\gamma t}b^{-1/2}e\gamma n\left[J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)-\frac{3}{2(e\gamma b)}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right]+$$

$$+\frac{2n}{r\gamma^2}\left[\frac{1}{r}\frac{\partial R_\nu}{\partial\vartheta}-\frac{\partial}{\partial\vartheta}\frac{\partial R_\nu}{\partial r}\right]=F\vartheta,$$

$$\frac{\partial Q_\nu}{\partial\varphi}\frac{e^{i\gamma t}b^{-3/2}}{\alpha\gamma\sin\vartheta}n\left[\frac{3}{\alpha\gamma b}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)-2J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\right]-$$

$$-\frac{\partial S_\nu}{\partial\varphi}\frac{e^{i\gamma t}e\gamma b^{-3/2}}{\sin\vartheta\nu(\nu+1)}n\left[2J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)+\frac{(e\gamma b)^2-2\nu^2-2\nu+1}{e\gamma b}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right]-$$

$$-\int\frac{\partial V'_\nu}{\partial\vartheta}\partial\varphi\,e^{i\gamma t}b^{-1/2}e\gamma n\left[J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)-\frac{3}{2e\gamma b}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right]+$$

$$+\frac{2n}{r\gamma^2\sin\vartheta}\left[\frac{1}{r}\frac{\partial R_\nu}{\partial\varphi}-\frac{\partial}{\partial\varphi}\frac{\partial R_\nu}{\partial r}\right]=F_\varphi.$$

Differenziert man $F\vartheta$ nach Multiplikation mit $\sin\vartheta$ nach ϑ und addiert $\frac{\partial F_\varphi}{\partial\varphi}$ hinzu, so erhält man:

$$(9)\quad \left(\frac{\partial}{\partial\vartheta}\sin\vartheta F_\vartheta+\frac{\partial F_\varphi}{\partial\vartheta}\right)\frac{1}{\sin\vartheta}=$$

$$=-Q_\nu e^{i\gamma t}\frac{b^{-3/2}\cdot n}{\alpha\gamma}\nu(\nu+1)\left[\frac{3}{\alpha\gamma b}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)-2J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\right]+$$

$$+S_\nu e^{i\gamma t}b^{-3/2}e\gamma n\left[2J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)+\frac{(e\gamma b)^2-2\nu^2-2\nu+1}{e\gamma b}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right]+$$

$$+\frac{2n}{r\gamma^2}\left\{-\frac{R_\nu}{r}+\frac{\partial R_\nu}{\partial r}\right\}\nu(\nu+1).$$

Die ähnlichen Ausdrücke für die äussere und innere Mantelfläche erhält man leicht aus den Gleichungen (8) und (9). Die elastischen Druckkräfte in der äusseren Mantelfläche seien $F'r$, F'_ϑ, F'_φ und in der inneren $F''r$, F''_ϑ, F''_φ. Für die gemeinsame Fläche $r=b$ müssen sowohl die Verrückungen als auch die elastischen Drucke im Mantel und Kern gleich sein. Wir erhalten demnach als Grenzbedingungen: für $r=a$:

$$(10)\qquad F'r=-g\varepsilon_1 u,$$

$$F'_\vartheta=F'_\varphi=0;\ \text{daher Gleichung (9)}=0;$$

für $r=b$:

$$(11)\qquad Fr=-g_1(\varepsilon-\varepsilon_1)u_1+F''r,$$

$$\frac{\partial}{\partial\vartheta}\sin\vartheta F_\vartheta+\frac{\partial F_\varphi}{\partial\varphi}=\frac{\partial}{\partial\vartheta}\sin\vartheta F''_\vartheta+\frac{\partial F''_\varphi}{\partial\varphi},$$

Digitized by Google

Gleichung (5) = Gleichung (6),
Gleichung (3) u = Gleichung (4) u.

Zur Abkürzung führe man für die Koeffizienten der durch (10) und (11) angedeuteten Gleichungen folgende Bezeichnungen ein: Kernoberfläche $r = b$: (12)

$$A = b^{-1/2}\left[J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\left\{m+n-2n\frac{\nu^2+\nu+1}{\alpha^2\gamma^2 b^2}\right\}+\frac{4n}{\alpha\gamma b}J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\right],$$

$$A_1 = \frac{b^{-3/2}}{\alpha\gamma}n\left[2J'_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)-\frac{3}{\alpha\gamma b}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b)\right],$$

$$B = e\gamma n b^{-3/2}\left[2J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)-\frac{3}{e\gamma b}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right],$$

$$B_1 = \frac{e\gamma n b^{-3/2}}{\nu(\nu+1)}\left[2J'_{\nu+1/2}(e\gamma b)+\frac{(e\gamma b)^2-2\nu^2-2\nu+1}{e\gamma b}J_{\nu+1/2}(e\gamma b)\right],$$

$$K = -\frac{1}{\alpha^2\gamma^2}\frac{d}{db}b^{-1/2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b), \quad M = b^{-3/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma b),$$

$$K_1 = \frac{\nu(\nu+1)b^{-3/2}}{\alpha^2\gamma^2}J_{\nu+1/2}(\alpha\gamma b), \quad M_1 = -b^{-1}\frac{d}{db}b^{1/2}J_{\nu+1/2}(e\gamma b);$$

Mantelfläche $r = b$: (13)

$$E = b^{-1/2}\left[J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma b)\left\{m+n_1-2n_1\frac{\nu^2+\nu+1}{\alpha_1^2\gamma^2 b^2}+\frac{4n_1}{\alpha_1\gamma b}J'_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma b)\right\}\right],$$

$$E_1 = \frac{n_1 b^{-3/2}}{\alpha_1\gamma}\left[2J'_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma b)-\frac{3}{\alpha_1\gamma b}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma b)\right],$$

$$G = b^{-1/2}\left[J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma b)\left\{m+n_1-2n_1\frac{\nu^2+\nu+1}{\alpha_1^2\gamma^2 b^2}+\frac{4n_1}{\alpha_1\gamma b}J'_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma b)\right\}\right],$$

$$G_1 = \frac{n_1 b^{-3/2}}{\alpha_1\gamma}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma b)-\frac{3}{\alpha_1\gamma b}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma b)\right],$$

$$F = e_1\gamma n_1 b^{-3/2}\left[2J'_{\nu+1/2}(e_1\gamma b)-\frac{3}{e_1\gamma b}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma b)\right],$$

$$F_1 = \frac{e_1\gamma n_1 b^{-3/2}}{\nu(\nu+1)}\left[2J'_{\nu+1/2}(e_1\gamma b)+\frac{(e_1\gamma b)^2-2\nu^2-2\nu+1}{e_1\gamma b}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma b)\right],$$

$$H = e_1\gamma n_1 b^{-3/2}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma b)-\frac{3}{e_1\gamma b}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma b)\right],$$

$$H_1 = \frac{e_1\gamma n_1 b^{-3/2}}{\nu(\nu+1)}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma b)+\frac{(e_1\gamma b)^2-2\nu^2-2\nu+1}{e_1\gamma b}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma b)\right],$$

$$N = -\frac{1}{\alpha_1^2\gamma^2}\frac{d}{db}b^{-1/2}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma b), \quad T = -\frac{1}{\alpha_1^2\gamma^2}\frac{d}{db}b^{-1/2}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma b),$$

$$C = b^{-3/2}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma b), \quad D = b^{-3/2}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma b),$$

$$N_1 = \frac{\nu(\nu+1)}{\alpha_1^2\gamma^2}b^{-3/2}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma b), \quad T_1 = \frac{\nu(\nu+1)}{\alpha_1^2\gamma^2}b^{-3/2}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma b),$$

Digitized by Google

$$C_1 = -b^{-1}\frac{d}{db}b^{1/2}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma b), \qquad D_1 = -b^{-1}\frac{d}{db}b^{1/2}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma b);$$

Mantelfläche $r = a$: (14)

$$\mathfrak{A} = a^{-1/2}\left[J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma a)\left\{m + n_1 - 2n_1\frac{\nu^2+\nu+1}{(\alpha_1\gamma a)^2}\right\} + \frac{4n_1}{\alpha_1\gamma a}J'_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{A}_1 = \frac{a^{-3/2}}{\alpha_1\gamma}\left[2J'_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma a) - \frac{3}{\alpha_1\gamma a}J_{\nu+1/2}(\alpha_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{B} = a^{-1/2}\left[J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma a)\left\{m + n_1 - 2n_1\frac{\nu^2+\nu+1}{(\alpha_1\gamma a)^2}\right\} + \frac{4n_1}{\alpha_1\gamma a}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{B}_1 = \frac{a^{-3/2}}{\alpha_1\gamma}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma a) - \frac{3}{\alpha_1\gamma a}J_{-(\nu+1/2)}(\alpha_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{C} = e_1\gamma n_1 a^{-3/2}\left[2J'_{\nu+1/2}(e_1\gamma a) - \frac{3}{e_1\gamma a}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{C}_1 = \frac{e_1\gamma a^{-3/2}}{\nu(\nu+1)}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma a) + \frac{(e_1\gamma a)^2 - 2\nu^2 - 2\nu + 1}{e_1\gamma a}J_{\nu+1/2}(e_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{D} = e_1\gamma n_1 a^{-3/2}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma a) - \frac{3}{e_1\gamma a}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma a)\right],$$

$$\mathfrak{D}_1 = \frac{e_1\gamma a^{-3/2}}{\nu(\nu+1)}\left[2J'_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma a) + \frac{(e_1\gamma a)^2 - 2\nu^2 - 2\nu + 1}{e_1\gamma a}J_{-(\nu+1/2)}(e_1\gamma a)\right].$$

Bezeichnet der horizontale Strich über dem Buchstaben den Wert der Grösse an der äusseren Mantelfläche, u_1 die radiale Verrückung an der Oberfläche des Kernes und setzt man:

$$\overline{W}_\nu + \frac{3g}{2\nu+1}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0}\bar{u} = W'_\nu,$$

$$\frac{3g}{2\nu+1}\frac{b}{a}\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_0}u_1 = V_\nu,$$

so ist das Potential an der äusseren Mantelfläche:

$$R_\nu = W_\nu' + V_\nu\left(\frac{b}{a}\right)^{\nu+1} \tag{15}$$

und an der Kernoberfläche:

$$R_\nu = W'_\nu\left(\frac{b}{a}\right)^\nu + V_\nu.$$

Bildet man der Reihe nach die Beziehungen (10) und (11) und lässt zur Abkürzung den Index ν bei den unbekannten Funktionen fort, so erhält man folgende lineare Gleichungen:

$$\mathfrak{A}P + \mathfrak{B}P_1 + \mathfrak{C}U + \mathfrak{D}U_1 = \nu(\nu-1)\frac{2n_1}{a^2\gamma^2}W'_\nu + 2n_1\frac{\nu^2+3\nu+2}{\gamma^2a^2}V_\nu\left(\frac{b}{a}\right)^{\nu+1} - g\varepsilon_1\bar{u} \tag{16}$$

Digitized by Google

$$\mathfrak{A}_1 P + \mathfrak{B}_1 P_1 + \mathfrak{C}_1 U + \mathfrak{D}_1 U_1 = -\frac{2(\nu-1)}{\gamma^2 a^2} W'_\nu - \frac{2(\nu+2)}{\gamma^2 a^2} V_\nu \left(\frac{b}{a}\right)^{\nu+1}$$

$$A Q + B S = E P + G P_1 + F U + H U_1 - 2\nu(\nu-1)\frac{n_1 - n}{\gamma^2 b^2} W'_\nu \left(\frac{b}{a}\right)^\nu + \\ + \frac{2 V_\nu}{\gamma^2 b^2}\Big(n(\nu^2-\nu) - n_1(\nu^2+3\nu+2)\Big) - g_1(\varepsilon-\varepsilon_1)u_1$$

$$A_1 Q + B_1 S = E_1 P + G_1 P_1 + F_1 U + H_1 U_1 + 2(\nu-1)\frac{n_1 - n}{\gamma^2 b^2} W'^\nu \left(\frac{b}{a}\right)^\nu - \\ - \frac{2 V_\nu}{\gamma^2 b^2}\Big(n_1(\nu+2) + n(\nu-1)\Big)$$

$$K_1 Q + M_1 S = N_1 P + T_1 P_1 + C_1 U + D_1 U_1$$

$$K Q + M S = N P + T P_1 + C U + D U_1 + \frac{2\nu+1}{\gamma^2 b} V_\nu.$$

Aus diesen Gleichungen kann man die unbekannten Funktionen berechnen. Für das hauptsächlichste Glied in der Entwickelung des Potentials der fluterzeugenden Kraft ist $\nu = 2$. Die Bessel'schen Funktionen lauten für $\nu = 2$: (17)

$$J_{5/2}(\alpha\gamma a) = \frac{\sqrt{2}(\alpha\gamma a)^{5/2}}{15\sqrt{\pi}}\left[1 - \frac{(\alpha\gamma a)^2}{14} + \frac{(\alpha\gamma a)^4}{504} \ldots .\right],$$

$$J_{-5/2}(\alpha_1\gamma a) = \frac{3\sqrt{2}(\alpha_1\gamma a)^{-5/2}}{\sqrt{\pi}}\left[1 + \frac{(\alpha_1\gamma a)^2}{6} + \frac{(\alpha_1\gamma a)^4}{24} \ldots .\right],$$

$$\alpha\gamma a\, J'_{5/2}(\alpha\gamma a) = \frac{\sqrt{2}(\alpha\gamma a)^{5/2}}{15\sqrt{\pi}}\left[\frac{5}{2} - \frac{9}{28}(\alpha\gamma a)^2 + \frac{13}{1008}(\alpha\gamma a)^4 \ldots .\right],$$

$$\alpha_1\gamma a\, J_{-5/2}(\alpha_1\gamma a) = \frac{3\sqrt{2}(\alpha_1\gamma a)^{-5/2}}{\sqrt{\pi}}\left[-\frac{5}{2} - \frac{(\alpha_1\gamma a)^2}{12} + \frac{(\alpha_1\gamma a)^4}{16} \ldots .\right].$$

Die Funktionen der übrigen Argumente sind aus dem Vorstehenden leicht zu ergänzen. Die folgende Rechnung ist unter der Annahme durchgeführt, dass im Resultat $(e_1\gamma a)^4$, $(e\gamma b)^4$, $(e_1\gamma b)^4$ vernachlässigt werden können. Tatsächlich sind diese Grössen schon bei einer mässigen Starrheit gering, da $\frac{2\pi}{\gamma}$ 12 Stunden beträgt. Mit Rücksicht auf unsere Voraussetzung, dass die Kompressibilitätskonstante λ sehr gross gegen n, also α sehr klein gegen e ist, werden die Bezeichnungen (12), (13) und (14), wenn man die Bessel'schen Funktionen aus (17) ersetzt:

$$A = \frac{2n\sqrt{\alpha\gamma}}{15\sqrt{2\pi}}\left[(e\gamma b)^2 - 4\right] \qquad A_1 = \frac{4n\sqrt{\alpha\gamma}}{15\sqrt{2\pi}} \qquad K = -\frac{4b\sqrt{\alpha\gamma}}{15\sqrt{2\pi}}$$

Digitized by Google

$$B=\frac{2n(e\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[2-\frac{3}{7}(e\gamma b)^2+\frac{5}{252}(e\gamma b)^4\right],$$

$$B_1=\frac{2n(e\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[-1+\frac{4}{21}(e\gamma b)^2-\frac{17}{1512}(e\gamma b)^4\right],$$

$$M=\frac{2b(e\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[1-\frac{1}{14}(e\gamma b)^2+\frac{1}{504}(e\gamma b)^4\right],$$

$$E=\frac{2n_1\sqrt{\alpha_1\gamma}}{15\sqrt{2\pi}}\left[(e_1\gamma b)^2-4\right],\quad E_1=\frac{4n_1\sqrt{\alpha_1\gamma}}{15\sqrt{2\pi}},\quad N=-\frac{4b\sqrt{\alpha_1\gamma}}{15\sqrt{2\pi}},$$

$$G=\frac{3\sqrt{2}\,n_1(\alpha_1\gamma)^{-9/2}}{b^5\sqrt{\pi}}\left[(e_1\gamma b)^2-24\right],\quad G_1=-\frac{24\sqrt{2}\,n_1(\alpha_1\gamma)^{-9/2}}{b^5\sqrt{\pi}},$$

$$T=\frac{9\sqrt{2}\,(\alpha_1\gamma)^{-9/2}}{b^4\sqrt{\pi}},\quad \mathfrak{A}=\frac{2n_1\sqrt{\alpha_1\gamma}}{15\sqrt{2\pi}}\left[(e_1\gamma a)^2-4\right],$$

$$F=\frac{2n_1(e_1\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[2-\frac{3}{7}(e_1\gamma b)^2+\frac{5}{252}(e_1\gamma b)^4\right],$$

$$F_1=\frac{2n_1(e_1\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[-1+\frac{4}{21}(e_1\gamma b)^2-\frac{17}{1512}(e_1\gamma b)^4\right],$$

$$C=\frac{2b(e_1\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[1-\frac{(e_1\gamma b)^2}{14}+\frac{(e_1\gamma b)^4}{504}\right],$$

$$H=-\frac{3\sqrt{2}\,n_1(e_1\gamma)^{-5/2}}{b^5\sqrt{\pi}}\left[8+\frac{2}{3}(e_1\gamma b)^2\right],$$

$$H_1=-\frac{\sqrt{2}\,n_1(e_1\gamma)^{-5/2}}{b^5\sqrt{\pi}}\left[8+\frac{(e_1\gamma b)^2}{2}+\frac{(e_1\gamma b)^4}{12}\right],$$

$$D=\frac{\sqrt{2}\,(e_1\gamma)^{-5/2}}{b^4\sqrt{\pi}}\left[3+\frac{(e_1\gamma b)^2}{2}+\frac{(e_1\gamma b)^4}{8}\right],$$

$$K_1=\frac{4b\sqrt{\alpha\gamma}}{5\sqrt{2\pi}},\quad M_1=\frac{2b(e\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[-3+\frac{5}{14}(e\gamma b)^2-\frac{(e\gamma b)^4}{72}\right],$$

$$N_1=\frac{4b\sqrt{\alpha_1\gamma}}{5\sqrt{2\pi}},\quad T_1=\frac{18\sqrt{2}\,(\alpha_1\gamma)^{-9/2}}{b^4\sqrt{\pi}},$$

$$C_1=\frac{2b(e_1\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[-3+\frac{5}{14}(e_1\gamma b)^2-\frac{(e_1\gamma b)^4}{72}\right],$$

$$\mathfrak{C}=\frac{2n_1(e_1\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[2-\frac{3}{7}(e_1\gamma a)^2+\frac{5}{252}(e_1\gamma a)^4\right],$$

$$D_1=\frac{6\sqrt{2}\,(e_1\gamma)^{-5/2}}{b^4\sqrt{\pi}}\left[1-\frac{(e_1\gamma b)^4}{24}\right],$$

$$\mathfrak{C}_1=\frac{2(e_1\gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}}\left[-1+\frac{4}{21}(e_1\gamma a)^2-\frac{17}{1512}(e_1\gamma a)^4\right],$$

Digitized by Google

$$\mathfrak{D}=-\frac{3\sqrt{2}\,n_1(e_1\gamma)^{-5/2}}{a^5\sqrt{\pi}}\left[8+\frac{2}{3}(e_1\gamma a)^2\right],\quad \mathfrak{A}_1=\frac{4\sqrt{\alpha_1\gamma}}{15\sqrt{2}\pi},$$

$$\mathfrak{D}_1=-\frac{(e_1\gamma)^{-5/2}\sqrt{2}}{a^5\sqrt{\pi}}\left[8+\frac{(e_1\gamma a)^2}{2}+\frac{(e_1\gamma a)^4}{12}\right],$$

$$\mathfrak{B}=\frac{3\sqrt{2}\,n_1(\alpha_1\gamma)^{-5/2}}{a^5\sqrt{\pi}}\left[(e_1\gamma a)^2-24\right],\quad \mathfrak{B}_1=-\frac{24\sqrt{2}(\alpha_1\gamma)^{-5/2}}{a^5\sqrt{\pi}}.$$

Aus (16) erhält man:

$$U_1(\mathfrak{A}_3\mathfrak{B}_2-\mathfrak{A}_2\mathfrak{B}_3)=\frac{2W'^2}{\gamma^2a^2}(\mathfrak{A}_3\mathfrak{C}_2-\mathfrak{A}_2\mathfrak{C}_3)+\frac{V_2}{\gamma^2b^2}(D_2\mathfrak{A}_3-\mathfrak{A}_2D_3)+$$
$$+g_1u_1(\varepsilon-\varepsilon_1)(\mathfrak{A}_2M_3-\mathfrak{A}_3M_2)+g\varepsilon_1\bar{u}(\mathfrak{A}_2K_3-\mathfrak{A}_3K_2)$$

$$U(\mathfrak{A}_3\mathfrak{B}_2-\mathfrak{A}_2\mathfrak{B}_3)=\frac{2W'^2}{\gamma^2a^2}(\mathfrak{B}_2\mathfrak{C}_3-\mathfrak{B}_3\mathfrak{C}_2)+\frac{V_2}{\gamma^2b^2}(\mathfrak{B}_2D_3-\mathfrak{B}_3D_2)+$$
$$+g_1u_1(\varepsilon-\varepsilon_1)(\mathfrak{B}_3M_2-\mathfrak{B}_2M_3)+g\varepsilon_1\bar{u}(\mathfrak{B}_3K_2-\mathfrak{B}_2K_3),$$

wenn zur Abkürzung gesetzt wird:

$$\mathfrak{A}_2=\frac{(e_1\gamma)^{5/2}a^5}{45}\left[-\frac{76}{49}(n_1-n)-\frac{95}{28}n+\frac{76}{49}(n_1-n)\frac{b^7}{a^7}\right],$$

$$\mathfrak{A}_3=-(e_1\gamma)^{5/2}\frac{a^2-b^2}{a^2}\left[\frac{48}{7}n_1+\frac{57}{7}n\right],$$

$$\mathfrak{B}_2=(e_1\gamma)^{-5/2}\frac{a^2-b^2}{a^2}\left[\frac{32}{7}n_1+\frac{38}{7}n\right],$$

$$\mathfrak{B}_3=\frac{90(e_1\gamma)^{-5/2}}{a^5}\left[-\frac{24}{7}(n_1-n)-\frac{15}{2}n+\frac{a^3}{b^3}\left\{\frac{24}{7}n_1-\frac{19}{7}n+\frac{25}{2}\frac{nn_1}{n_1-n}\right\}\right],$$

$$\mathfrak{C}_2=-\frac{\sqrt{\pi}}{3\sqrt{2}}a^5\left[\frac{17}{7}(n_1-n)+\frac{15}{4}n+\frac{12}{7}\frac{b^7}{a^7}n_1\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_1}\right],$$

$$\mathfrak{C}_3=\frac{15}{2}\sqrt{2\pi}\left[1+\frac{n_1}{n_1-n}\frac{b^2}{a^2}\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_1}\right]\left[\frac{48}{7}(n_1-n)+15n\right],$$

$$D_2=-\frac{\sqrt{\pi}}{3\sqrt{2}}b^5\left[\frac{24}{7}(n_1-n)+\frac{15}{2}n+\frac{24}{7}\frac{b^2}{a^2}n_1\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_1}\right],$$

$$D_3=\frac{15}{2}\sqrt{2\pi}\left(\frac{b}{a}\right)^5\left[\frac{\varepsilon-\varepsilon_1}{\varepsilon_1}\frac{a^3}{b^3}n_1\left\{\frac{96}{7}+30\frac{n}{n_1-n}\right\}+\frac{96}{7}(n_1-n)+30n\right],$$

$$M_2=-\frac{\sqrt{\pi}}{3\sqrt{2}}b^5\frac{24}{7(e_1\gamma a)^2}\qquad M_3=\frac{15\sqrt{2\pi}}{(e_1\gamma a)^2}\left[\frac{48}{7}+15\frac{n}{n_1-n}\right],$$

$$K_2=-\frac{\sqrt{\pi}}{3\sqrt{2}}\frac{a^5}{n_1(e_1\gamma a)^2}\left[\frac{24}{7}(n_1-n)+\frac{15}{2}n\right],$$

$$K_3=15\sqrt{2\pi}\frac{n_1(n_1-n)}{(e_1\gamma a)^2}\left[\frac{48}{7}+15\frac{n}{n_1-n}\right].$$

Digitized by Google

$$P_1 \frac{3\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} (\alpha_1 \gamma)^{-5/2} = -\frac{W'_2}{\gamma^2 a^2} \frac{a^5}{40} (e_1 \gamma a)^2 - \frac{V_2}{\gamma^2 a^2} \frac{b^3}{a^3} a^5 \left(1 + \frac{(e_1 \gamma a)^2}{40}\right) +$$
$$+ \frac{g \varepsilon_1 \bar{u}}{n_1} \frac{a^5}{40} \left(1 + \frac{(e_1 \gamma a)^2}{8}\right) + U (e_1 \gamma)^{5/2} \frac{a^5 \sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \frac{19 (e_1 \gamma a)^2}{105 \cdot 240} -$$
$$- U_1 \frac{(e_1 \gamma)^{-5/2} \sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \left(1 + \frac{(e_1 \gamma a)^2}{10}\right),$$

$$P \frac{2\sqrt{\alpha_1 \gamma}}{15\sqrt{2\pi}} = -\frac{W'_2}{\gamma^2 a^2} \left(1 + \frac{(e_1 \gamma a)^2}{10}\right) - \frac{V_2}{\gamma^2 a^2} \frac{(e_1 \gamma a)^2}{10} + \frac{g \varepsilon_1 \bar{u}}{n_1} \frac{1}{10} \left(1 + \frac{(e_1 \gamma a)^2}{8}\right) +$$
$$+ \frac{U (e_1 \gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}} \left(1 - \frac{(e_1 \gamma a)^2}{10}\right) - U_1 \frac{(e_1 \gamma)^{-5/2}}{a^5 \sqrt{2\pi}} \frac{3 (e_1 \gamma a)^2}{10}.$$

Aus den Grössen U, U_1, P und P_1 folgt entsprechend den Gleichungen (3) und (4):

$$\bar{u} = e^{i\gamma t} \left\{ -P \frac{4 a \sqrt{\alpha_1 \gamma}}{15\sqrt{2\pi}} + P_1 \frac{9\sqrt{2} (\alpha_1 \gamma)^{-5/2}}{a^4 \sqrt{\pi}} + U \frac{2 a (e_1 \gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}} \left[1 - \frac{(e_1 \gamma a)^2}{14}\right] + \right.$$
(18)
$$\left. + U_1 \frac{3\sqrt{2} (e_1 \gamma)^{-5/2}}{a^4 \sqrt{\pi}} \left[1 + \frac{(e_1 \gamma a)^2}{6}\right] - \frac{2 W'_2}{a \gamma^2} + \frac{3 V_2}{a \gamma^2} \frac{b^3}{a^3} \right\}$$

$$u_1 = e^{i\gamma t} \left\{ -P \frac{4 b \sqrt{\alpha_1 \gamma}}{15\sqrt{2\pi}} + P_1 \frac{9\sqrt{2} (\alpha_1 \gamma)^{-5/2}}{b^4 \sqrt{\pi}} + U \frac{2 b (e_1 \gamma)^{5/2}}{15\sqrt{2\pi}} \left[1 - \frac{(e_1 \gamma b)^2}{14}\right] + \right.$$
$$\left. + U_1 \frac{3\sqrt{2} (e_1 \gamma)^{-5/2}}{b^4 \sqrt{\pi}} \left[1 + \frac{(e_1 \gamma b)^2}{6}\right] - \frac{2 W'_2}{b \gamma^2} \frac{b^2}{a^2} + \frac{3 V_2}{b \gamma^2} \right\}.$$

In U und U_1 braucht man die quadratischen Glieder, die von W'_2 und V_2, und die linearen Glieder, die von $\bar{u}$ und u_1 abhängen, nicht zu berechnen, da diese in (18) sich fortheben und auf die Produkte $U (e_1 \gamma a)^2$ und $U_1 (e_1 \gamma a)^2$ nach unserer Voraussetzung keinen Einfluss haben.

Die allgemeinen Ausdrücke für $\bar{u}$ und u_1 sind etwas kompliziert; es sollen daher im folgenden die theoretischen Werte für die radialen Verrückungen an der äusseren und inneren Mantelfläche unter Zugrundelegung der numerischen Werte der Radien und Dichten mitgeteilt werden.

Nach Wiechert ist:

$$\frac{b}{a} = 0{,}78, \quad \varepsilon = 8{,}206, \quad \varepsilon_1 = 3{,}2.$$

Setzt man der Kürze halber:

$$\frac{n_1}{n} = \zeta,$$

Digitized by Google

$$(19a)\quad \frac{19\,n_1}{a\,g\,\varepsilon_1}\left\{0{,}0274\,\zeta^3+0{,}2353\,\zeta^2+0{,}4678\,\zeta+0{,}2695\right\}=x,$$

$$x+0{,}3869\,\zeta^3+1{,}0764\,\zeta^2+0{,}7892\,\zeta+0{,}0653=\beta_1,$$

$$0{,}4766\,\zeta^3+1{,}1742\,\zeta^2+0{,}7083\,\zeta-0{,}0199=\beta_2,$$

$$0{,}4061\,\zeta^3+1{,}0203\,\zeta^2+0{,}6390\,\zeta=\beta_3,$$

$$x+0{,}5430\,\zeta^3+1{,}3926\,\zeta^2+0{,}8988\,\zeta=\beta_4,$$

$$1{,}4187\,\zeta^3+3{,}7412\,\zeta^2+2{,}5292\,\zeta+0{,}0998=\delta_1,$$

$$1{,}5467\,\zeta^3+3{,}9394\,\zeta^2+2{,}5022\,\zeta=\delta_2,$$

so erhält man:

$$(19)\quad \bar{u}\,\beta_1+u_1\,\beta_2=\frac{\overline{W}_2}{g}\,\delta_1\,e^{i\gamma t}$$

$$\bar{u}\,\beta_3+u_1\,\beta_4=\frac{\overline{W}_2}{g}\,\delta_2\,e^{i\gamma t}.$$

Für den speziellen Fall, dass die Starrheit des Metallkernes gleich ist der des Mantels, wird:

$$\zeta=1,$$

$$x=\frac{19\,n}{a\,g\,\varepsilon_1}$$

und

$$\bar{u}=\frac{\overline{W}_2}{g}\,\frac{0{,}00939+0{,}4099\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}}{0{,}00481+0{,}2712\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}+\left(\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}\right)^2}\,e^{i\gamma t}$$

(20)

$$u_1=\frac{\overline{W}_2}{g}\,\frac{0{,}00673+0{,}4204\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}}{0{,}00481+0{,}2712\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}+\left(\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}\right)^2}\,e^{i\gamma t}.$$

Für die homogene Erde ist

$$\bar{u}=\frac{5}{2}\,\frac{\overline{W}_2}{g}\,\frac{e^{i\gamma t}}{1+\dfrac{19}{2}\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_0}}.$$

Vergleicht man diesen Wert mit den Ausdrücken (20), so findet man das von Herglotz a. a. O. angegebene Resultat, dass die radiale Verrückung an der Erdoberfläche bei Berücksichtigung der Dichteunterschiede in der Erde und unter Zugrundelegung der Starrheit des Stahles 0,805 von derjenigen beträgt, die man für die homogene Erde berechnet hat. Die inhomogene Erde gibt demnach der fluterzeugenden Kraft des Mondes und der Sonne weniger nach, als ein homogener Körper von gleichen Dimensionen. Die hier berechneten Ausdrücke für u stellen Annäherungen dar, da mit Rücksicht

Digitized by Google

auf die langen Perioden und die Starrheit der Erde die Glieder, welche von γ^2 abhängen, vernachlässigt sind. Bei hoher Elastizität und kurzen Perioden wäre diese Vernachlässigung nicht statthaft. Aus (20) folgt, dass innerhalb der betrachteten Grenzen die elastischen Gezeiten der festen Erde dem Gleichgewichtsgesetze folgen. Die Gleichungen (20) bilden die theoretische Grundlage für die Rechnungen in Teil II und III.

II. Horizontalpendelbeobachtungen.

Das Prinzip, auf dem die Bestimmung von n aus der Ablenkung eines Horizontalpendels unter dem Einfluss des Mondes beruht, ist bereits in der Einleitung angedeutet. Die Ablenkung eines nahezu horizontal gestellten Pendelkörpers erfolgt sowohl durch die Störung der Niveaufläche wie durch die Änderung der Normalenrichtung an der Erdoberfläche infolge der elastischen Deformation. Die Störung der Niveaufläche wird durch die fluterzeugende Kraft des Mondes sowie durch die Änderung des Gravitationspotentials infolge der Gestaltsänderung der Erde hervorgerufen. Die Berechnung der elastischen Flut hat zuerst von Rebeur ausgeführt, indem er von der beobachteten periodischen Ablenkung des Pendels den theoretischen Wert der Anziehung des Mondes auf das Pendel abzog. Hierbei hat er jedoch die Störung des Gravitationspotentials ausser acht gelassen. Aus der folgenden Entwickelung kann man leicht ersehen, dass dieser Einfluss von wesentlicher Bedeutung für die Beurteilung der Grösse der elastischen Flut und des sich aus dieser ergebenden Starrheitskoeffizienten ist.

Bezeichnet W_2 den Wert des Potentials der fluterzeugenden Kraft des Mondes an der Erdoberfläche und schreibt man die Ausdrücke I (20) in der Form:

$$\bar{u} = k \frac{W_2}{g} \tag{1}$$

$$u_1 = k_1 \frac{W_2}{g},$$

indem man den Zeitfaktor der Kürze halber weglässt, so ergibt sich aus den Gleichungen I (15) für die Störung der Niveaufläche

$$\frac{W_2}{g} + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k \frac{W_2}{g} + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1 \frac{W_2}{g}. \tag{2}$$

Ist m die Masse des Mondes in Einheiten der Erdmasse, c seine

Digitized by Google

Entfernung vom Zentrum der Erde, z seine Zenitdistanz am Beobachtungsort, dessen geographische Breite φ beträgt, so ist

$$W_2 = \frac{3}{2} m g \left(\frac{a}{c}\right)^3 a \left(\cos^2 z - \frac{1}{3}\right).$$

Denkt man sich W_2 nach der Zeit entwickelt und bezeichnet t die mittlere Ortszeit, h die mittlere Länge der Sonne, s die mittlere Länge des Mondes, e die Exzentrizität der Mondbahn, J die Neigung der Mondbahn gegen den Erdäquator, ν die Rektaszension des Durchschnittspunktes der Mondbahn mit dem Äquator (Intersektionspunkt), ξ die Differenz zwischen der Länge des aufsteigenden Knotens der Mondbahn und des Bogens der Bahn, welcher zwischen Knoten und Intersektionspunkt liegt, so ist dasjenige periodische Glied, welches den grössten Koeffizienten besitzt[1]):

(3)

$$W_2 = g \frac{\tau}{2} \cos^2 \varphi \left(1 - \frac{5}{2} e^2\right) \cos^4 \frac{J}{2} \cos\left(2t + 2h - 2s - 2\nu + 2\xi\right),$$

wenn

$$\tau = \frac{3}{2} m \left(\frac{a}{c}\right)^3 a$$

gesetzt wird. 'Dieses Glied erzeugt die grösste und der Beobachtung wohl allein zugängliche Deformationswelle auf der festen Erde. Aus der Fluttheorie ist dasselbe unter der Bezeichnung M_2 bekannt. Die später angeführten Horizontalpendelbeobachtungen beziehen sich, soweit es sich um den Mondeinfluss handelt, nur auf dieses Glied, da sie in derselben Weise reduziert worden sind, wie aus Pegelbeobachtungen die Welle M_2 abgeleitet wird. Daher soll nur dieses Glied hier betrachtet werden.

Man erhält aus (3) für die Lotablenkung im Meridian:

$$\frac{1}{ag} \frac{\partial W_2}{\partial \varphi} = -\frac{\tau}{a} \sin\varphi \cos\varphi \left(1 - \frac{5}{2} e^2\right) \cos^4 \frac{J}{2} \times$$
$$\times \cos(2t + 2h - 2s - 2\nu + 2\xi)$$

und senkrecht zum Meridian:

$$\frac{1}{ag\cos\varphi} \frac{\partial W_2}{\partial t} = -\frac{\tau}{a} \cos\varphi \left(1 - \frac{5}{2} e^2\right) \cos^4 \frac{J}{2} \times$$
$$\times \sin(2t + 2h - 2s - 2\nu + 2\xi).$$

Hieraus ergibt sich für die Ablenkung η' eines im Azimut $90^0 + \alpha$ aufgestellten Horizontalpendels, soweit dieselbe ihren Ursprung in dem Potential W_2 hat:

---

[1]) C. Börgen, Die harmon. Analyse der Gezeitenbeobachtung, Ann. d. Hydr. 1884. G. T. Survey of India. Vol. XVI.

Digitized by Google

$$(4)\qquad \eta' = \frac{\tau}{a}\, p \cos\varphi \cos^4 \frac{J}{2}\left(1 - \frac{5}{2}e^2\right) \times$$
$$\times \cos(2t + 2h - 2s - 2\nu + 2\xi - A - 180^0),$$

wenn gesetzt wird:

$$p \sin A = \sin\alpha$$
$$p \cos A = \cos\alpha \sin\varphi.$$

Führt man die Bezeichnungen ein:

$$b = \frac{\tau}{a}\, p \cos\varphi \cos^4 \frac{J}{2}\left(1 - \frac{5}{2}e^2\right)$$
$$(5)\qquad t' = 2(\gamma' - \sigma)\, t,$$
$$V_0 = 2(h_0 - s_0) + 2(\xi - \nu),$$

wo σ die mittlere Bewegung des Mondes in einer mittleren Zeitstunde, γ' die Rotationsgeschwindigkeit der Erde bezeichnen und h_0 und s_0 sich auf eine bestimmte Anfangslage beziehen, so ist

$$\eta' = b \cos(2t' + V_0 - A - 180^0).$$

Nehmen wir an, dass die elastische Deformation gegen die Phase des Potentials W_2 eine Verspätung v erleidet und setzten:

$$(6)\qquad \eta'' = b \cos(2t' + V_0 - A - 180^0 - v),$$

so ist die Ablenkung des Pendels, die durch das ganze Potential (2) verursacht wird:

$$(7)\qquad \eta_1 = \eta' + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k\, \eta'' + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1\, \eta''.$$

Hierzu müssen wir noch den Einfluss der Richtungsänderung der Normalen auf der Erdoberfläche infolge der Deformation hinzufügen, um die ganze Ablenkung des Pendels zu erhalten.

Sind l', m', n' die Richtungskosinus der Normalen auf der Fläche $r = a + k\frac{W_2}{g}$ in einem Punkte, dessen rechtwinkelige, auf den Erdmittelpunkt bezogene Koordinaten mit x', y', z' bezeichnet werden, so ist nach Love

$$l' = \frac{x'}{a} + k\left(\frac{2x'}{a^2} W_2 - \frac{\partial W_2}{\partial x}\right)$$

und ähnlich m' und n'. Hieraus folgt nach Transformation auf Polarkoordinaten für die Ablenkung der Normalen im Azimut α:

$$\eta_2 = -\frac{k}{ag}\frac{\partial W_2}{\partial \varphi}\cos\alpha - \frac{k}{ag\cos\varphi}\frac{\partial W_2}{\partial t}\sin\alpha$$

oder

$$\eta_2 = k\, b \cos(2t' + V_0 - A - v) = -k\,\eta''.$$

Digitized by Google

Man erhält demnach für die gesamte Ablenkung des Pendels:

$$(8) \qquad \eta = \eta' + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k\,\eta'' + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1\,\eta'' - k\,\eta''.$$

Die harmonische Analyse der Pendelbeobachtungen gibt die Konstanten der periodischen Bewegung des Pendels unter dem Einfluss des Mondes in der Form

$$H\cos(2t' - \zeta).$$

Um die Beobachtungen verschiedener Zeiträume[1]) vergleichbar zu machen, wird die Phase ζ auf die obere Kulmination des Mondes bezogen, indem V_0 für den Beginn der Beobachtungen berechnet und zu ζ hinzugefügt wird. Das in dieser Weise reduzierte Resultat sei

$$H\cos(2t' - \varkappa'),$$
$$\varkappa' = \zeta + V_0.$$

Man hat gleichzusetzen:

$$\eta = H\cos(2t' - \zeta).$$

Demnach wird mit Rücksicht auf Gleichung (8), wenn bezeichnet:

$$\varkappa = \varkappa' - 180^0,$$

$$H\cos\Big(2t' + V_0 - A - 180^0 - (\varkappa - A)\Big) = b\cos(2t' + V_0 - A - 180^0) -$$

$$- \left[k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0}k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}k_1\left(\frac{b}{a}\right)^4\right] b\cos(2t' + V_0 - A - 180^0 - v).$$

Hieraus folgt:

$$(9) \quad H\cos(\varkappa - A) = b\left[1 - \left\{k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0}k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1\right\}\cos v\right]$$

$$H\sin(\varkappa - A) = -b\left\{k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0}k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1\right\}\sin v.$$

Aus den Gleichungen I (20) ergibt sich:

$$(10) \quad k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0}k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1 =$$

$$= \frac{0{,}00481 + 0{,}1849\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}}{0{,}00481 + 0{,}2712\,\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1} + \left(\dfrac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}\right)^2} = K.$$

Setzt man:

$$(11) \qquad 1 - K\cos v = x$$
$$-K\sin v = y,$$

[1]) Die Amplitude H ist bei den bisher bekannt gewordenen Beobachtungen nicht auf ihren mittleren theoretischen Wert reduziert, wie es bei den Gezeitenbeobachtungen üblich ist.

Digitized by Google

so erhält man:

$$H \cos(\varkappa - A) = b\,x \qquad (12)$$
$$H \sin(\varkappa - A) = b\,y.$$

Aus diesen Gleichungen kann man nach der Methode der kleinsten Quadrate x und y und somit den Starrheitskoeffizienten n finden.

Das vorliegende Beobachtungsmaterial lässt sich nicht vollständig verwerten. Zunächst sind solche Stationen auszuscheiden, die an der Meeresküste liegen, da durch Ebbe und Flut die Küste elastisch deformiert und durch die gehobenen Wassermassen das Lot und somit auch das Pendel angezogen wird. Diese sogenannten sekundären Einflüsse[1]) haben dieselbe Periode wie die zu untersuchende Wirkung des Mondes und können daher die Beobachtungen wesentlich fälschen. Aus diesem Grunde habe ich die Beobachtungen von v. Rebeur in Wilhelmshaven[2]) und Puerto Orotava auf Teneriffa fortgelassen. Hier erreicht die Amplitude der Mondwelle einen sehr hohen Betrag, in dem die genannten Störungen deutlich hervortreten. Ferner musste die Beobachtungsreihe, die v. Rebeur in Potsdam[2]) erhalten hat, fortgelassen werden. Die Beobachtungen erstrecken sich nur über sieben Monate und weisen grosse Lücken auf, welche nicht einmal die volle Ausnützung des Materials zur Ableitung des Mondeinflusses gestatteten. Ausserdem war die Konstante für die Umwandlung der abgelesenen Ordinaten in Winkelmass sehr unsicher bestimmt und die Aufstellung des Apparates ungünstig. Hierzu kommt noch, dass die Amplitude der durch Sonnenstrahlung verursachten periodischen Bodenneigung nahe 0″,5 beträgt und es daher sehr fraglich erscheint, ob ihr Einfluss auf die Mondwelle bei dem geringen Material genügend eliminiert ist.

Somit bleiben für die Ableitung der Grössen x und y übrig die Beobachtungen in Strassburg[3]), Nikolajew[4]) und Heidelberg[5]), im

---

1) Thomson und Tait, Nat. Phil. II. § 818. — H. Darwin, Second Report of the Committee of the Brit. Assoc. 1882. — Helmert, Theorien der höheren Geodäsie. II.

2) E. v. Rebeur-Paschwitz, Das Horizontalpendel etc. Nova Acta der Leop.-Carol. Akad. Halle. Bd. 60. Nr. 1.

3) E. v. Rebeur-Paschwitz, Horizontalpendelbeobachtungen zu Strassburg Gerland's Beiträge. Bd. II. — R. Ehlert, Die Horizontalpendelbeobachtungen. Gerland's Beiträge. Bd. III.

4) Kortazzi, Investia Russk. Astron. Obshchestva, Teil IV, 1895 und Teil V, 1896 (russisch).

5) W. Schweydar, Untersuchung der Oszillationen der Lotlinie etc. Gerland's Beiträge. Bd. VII.

Digitized by Google

ganzen sechs Reihen. Die je zwei Beobachtungsreihen in Strassburg und Nikolajew sind mit einem im ersten Vertikal aufgestellten Pendel erhalten, so dass sie die meridionale Komponente der Lotschwankung geben. In Heidelberg waren zwei Pendel aufgestellt, das eine in der Süd-Ost- (Südpendel), das zweite in der Nord-Ost-Richtung (Nordpendel); die Beobachtungen beziehen sich demnach auf die Komponenten, die in den Azimuten 45° und 315° liegen.

Dem Resultate der Beobachtungen des Südpendels in Heidelberg wird man das volle Gewicht nicht erteilen können, da dieses Pendel eine grosse Amplitude der Sonnenzeit-Periode (0″,4 im Sommer) aufzeichnet und der Verdacht daher naheliegt, dass die hergeleiteten Konstanten des Mondgliedes nicht ganz frei von dem Einfluss der Sonnenzeit-Periode sind. Das Südpendel registrierte die seitlichen Bewegungen des in die Ebene vorragenden, steil abfallenden Gebirgszuges; die lokalen Störungen, wie z. B. die Sonnenzeit-Periode, werden demnach das Südpendel mehr beeinflussen, als das Nordpendel. Die Übersicht über die Beobachtungen und die Koeffizienten der Gleichungen (12) gibt die Tabelle I. Zur Erläuterung ist noch zu bemerken, dass von den Ehlert'schen und v. Rebeur'schen Resultaten in Strassburg nur diejenigen mitgenommen sind, die nach der harmonischen Analyse gewonnen wurden. Das unter Nr. 6 mitgeteilte Ergebnis ist

Tabelle I.

Nr.	Ort	Breite	Zeitraum der Beobachtung	H	x′	Δ	x-A	J	log p	H cos (x-A)	b	H sin (x-A)	Gewicht
1	Strassburg	+48°35′	Juli 1892 — Sept. 1893	0″,00502	187°30′	0° 0′	7°30′	27°54′	9,87501	0″,00498	0″,00769	0″,00066	1
2	"	"	März 1895 — März 1896	0,00445	192 1	0 0	12 1	28 33		0,00435	0,00764	0,00093	1
3	Heidelberg N.-P.	+49 24	Juli 1901 — Juli 1902	0,00649	118 42	307 13	−8 31	19 45	9,94833	0,00642	0,00947	−0,00096	1
4	" S.-P.	"		0,00882	241 6	52 47	8 29	"	"	0,00872	0,00947	0,00130	0,8
5	Nikolajew	+46 58	Okt. 1894 — Juni 1895	0,00452	177 6	0	−2 54	28 34	9,86389	0,00451	0,00768	−0,00023	1
6	"	"	März 1893 — Juli 1894	0,00200	180	0	0	—	—	0,00200	0,00510	0	1

Digitized by Google

von Kortazzi nach einer besonderen Methode erhalten. Das Material wurde nach Mondphasen in 66 Gruppen, jede 7—8 Tage umfassend, vereinigt und die mittleren Abweichungen zu den einzelnen Stunden mittlerer Zeit, welche für die verschiedenen Phasen getrennt erhalten worden sind, verglichen. Hierdurch erhält man zwar nicht den vollen Betrag des Mondeinflusses, da aber die theoretischen Werte der Mondanziehung in ganz gleicher Weise gruppiert wurden, so gewinnt man doch einen strengen Vergleich zwischen Theorie und Beobachtung. Der unter b angeführte Wert entspricht demnach nicht der Formel (5). Nördliche Ablenkungen sind bei allen Angaben positiv genommen.

Man erhält:

$$x = \frac{[H \,.\, b\cos(\varkappa - A)]}{[bb]} = 0{,}668 \pm 0{,}064 \text{ m . F.}$$

$$y = \frac{[H \,.\, b\sin(\varkappa - A)]}{[bb]} = 0{,}031 \pm 0{,}042 \text{ m . F.}$$

Berechnet man aus (11) K, so findet man nach (10)

$$\frac{0{,}00481 + 0{,}1849\,\frac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}}{0{,}00481 + 0{,}2712\,\frac{n}{a\,g\,\varepsilon_1} + \left(\frac{n}{a\,g\,\varepsilon_1}\right)^2} = 0{,}3332.$$

Hieraus folgt:

(13) $$\frac{n}{a\,g\,\varepsilon_1} = 0{,}3145 \pm 0{,}106 \text{ m . F.}$$

Für die Verspätung der Deformationswelle ergibt sich nach (11)

$$v = 354^0{,}7 \pm 7^0{,}2 \text{ m . F.}$$

Diese sehr unsicher bestimmte Grösse wird man als sehr klein anzunehmen haben.

Der Starrheitskoeffizient ergibt sich aus (13)

$$n = 6{,}3 \times 10^{11} \text{ (c g s).}$$

III. Harmonische Konstanten der vierzehntägigen und monatlichen Mondflut.

Ein weiteres Mittel zur Bestimmung des Starrheitskoeffizienten der Erde bieten die langperiodischen Glieder der Mondflut. Da das Steigen und Fallen des Meeres relativ zum Lande gemessen wird, so müssen, wenn das Land durch dieselbe Kraft wie das Wasser gehoben

Digitized by Google

und gesenkt wird, die beobachteten Fluten kleiner sein, als bei einer vollkommen starren Erde. Vergleicht man also die beobachtete Höhe der Flut mit ihrem theoretischen Werte, so kann man ein Urteil über den Grad der Nachgiebigkeit der Erde gewinnen. Auf diesem Wege hat Thomson zuerst die Starrheit der Erde abgeschätzt. Das Folgende soll die Thomson'sche Untersuchung auf Grund der Theorie der Deformation der inhomogenen Erde und eines grossen Beobachtungsmaterials ergänzen. Die Höhe der Flut h relativ zur Küste beträgt mit Rücksicht auf das Potential I (15) (vgl. S. 67 unten):

$$(1) \qquad h = \frac{W_2}{g} + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k \frac{W_2}{g} + \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1 \frac{W_2}{g} - k\frac{W_2}{g}.$$

Die Grössen k und k_1 haben dieselbe Bedeutung wie in Teil II. Nach Thomson ist für die vierzehntägige Flut:

$$(2) \qquad \frac{W_2}{g} = \frac{3}{4}\tau\left(1 - \frac{5}{2}e^2\right) \times \\ \times \sin^2 J \sin(35^0 - \varphi) \sin(35^0 + \varphi) \cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi).$$

Die Bezeichnungen sind dieselben wie in Teil II.

Bezeichnet v_1 die Verspätung der Ozeanflut, v die der elastischen Flut, so erhält man für h, wenn gesetzt wird:

$$(3) \qquad K = k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} k - \frac{3}{5}\frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_0}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1,$$

$$(4) \qquad b^1 = \frac{3}{4}\tau\left(1 - \frac{5}{2}e^2\right) \sin^2 J \sin(35^0 - \varphi) \sin(35^0 + \varphi),$$

den Wert:

$$h = b^1 \cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - v_1) - b^1 K \cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - v).$$

Die Grösse h wird aus den Pegelbeobachtungen nach der harmonischen Analyse in der Form

$$h = R \cos(2\sigma t - \zeta)$$

gewonnen. Man muss daher gleichsetzen:

$$(5) \qquad R\cos(2\sigma t - \zeta) = b^1 \cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - v_1) - \\ - b^1 K \cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - v).$$

Gewöhnlich werden jedoch die unmittelbar aus den Wasserständen sich ergebenden Grössen R und ζ nicht veröffentlicht. Um nämlich die Resultate verschiedener Jahre untereinander vergleichbar zu machen, reduziert man R auf den mittleren Wert der darin enthaltenen Funktionen von J, ν und ξ und setzt:

$$R = f.H.$$

Nach Darwin ist für die vierzehntägige Flutwelle

Digitized by Google

$$\frac{1}{f} = \frac{\sin^2 \omega \cos^4 \frac{i}{2}}{\sin^2 J}.$$

ω bedeutet die Schiefe der Ekliptik und i die Neigung der Mondbahn gegen die Ekliptik.

Da ζ ebenfalls veränderlich ist, so setzt man für dieselbe Welle:

$$\varkappa = \zeta + 2s_0 - 2\xi.$$

Die Veröffentlichungen geben die auf diese Weise reduzierten Konstanten:

$$H \cos(2\sigma t - \varkappa).$$

Um die Grössen H und $\varkappa$ direkt verwerten zu können, multipliziere man die Gleichung (5) mit $\frac{1}{f}$ und setze:

$$\frac{b^1}{f} = b,$$

so dass

$$(6) \quad b = \frac{3}{4}\tau\left(1 - \frac{5}{2}e^2\right)\sin^2\omega \cos^4\frac{i}{2}\sin(35^0 - \varphi)\sin(35 + \varphi)$$

ist. Wenn man noch ζ durch $\varkappa$ ausdrückt, so geht (5) über in:

$$(7) \quad H\cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - \varkappa) = b\cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - v_1) - \\ - bK\cos(2\sigma t + 2s_0 - 2\xi - v).$$

Bezeichnen

$$(8) \qquad x = \cos v_1 - K\cos v \\ y = \sin v_1 - K\sin v,$$

so erhält man aus (7):

$$(9) \qquad bx = H\cos\varkappa \\ by = H\sin\varkappa.$$

Die wahrscheinlichsten Werte für x und y findet man aus den harmonischen Konstanten nach der Methode der kleinsten Quadrate. Die Gleichungen (8) gestatten die Berechnung der Grösse K auf die es uns hauptsächlich ankommt, unter der Annahme, dass $\cos(v_1 - v) = 1$ ist. Diese Näherung wird man zulassen, wenn man bedenkt, dass die Grössen v und v_1 klein sind. Man findet:

$$(10) \qquad K = 1 - \sqrt{x^2 + y^2}.$$

Die Grösse $1 - K$ ist der Faktor, mit dem der theoretische Wert der Höhe der Flut zu multiplizieren ist, um die beobachtete Höhe zu erhalten. Derselbe ist nahezu gleich dem Verhältnis der beobachteten Ablenkung eines Horizontalpendels zur theoretischen An-

Digitized by Google

ziehung des Mondes auf das Lot. Daher müssen die Flutbewegungen nahe denselben Wert für x liefern, wie die Horizontalpendelbeobachtungen.

Der Berechnung von b liegen die Werte zugrunde: $e = 0{,}0549$ und $\frac{3}{2}\tau = 2{,}6195$ engl. Fuss. Der Wert für $\sin^2\omega \cos^4\frac{i}{2}$ ist aus der Börgen'schen Tafel für $\frac{1}{f}$ berechnet.

Für die monatliche Flut beträgt nach Thomson:

$$\frac{W_2}{g} = \frac{3}{2}\tau e\left(1 - \frac{3}{2}\sin^2 J\right)\sin(35^0 + \varphi)\sin(35^c - \varphi) \times$$
$$\times \cos\left((\sigma - \tilde{\omega})t + s_0 - p_0\right),$$

wo $\tilde{\omega}$ die Bewegung des Perigäums in der Zeiteinheit und p_0 die Länge des Perigäums bezeichnet.

In diesem Falle ist:

$$\frac{1}{f} = \frac{\left(1 - \frac{3}{2}\sin^2\omega\right)\left(1 - \frac{3}{2}\sin^2 i\right)}{1 - \frac{3}{2}\sin^2 J},$$

$$\varkappa = \zeta + s_0 - p_0,$$

$$b = \frac{3}{2}\tau e\left(1 - \frac{3}{2}\sin^2\omega\right)\left(1 - \frac{3}{2}\sin^2 i\right)\sin(35^0 + \varphi)\sin(35^0 - \varphi).$$

Die Gleichungen zur Berechnung von x und y haben dieselbe Form wie (9).

Thomson hat zuerst aus je 33 Beobachtungen der vierzehntägigen und monatlichen Mondflut gezeigt, dass die Höhe dieser kleiner ist, als die Fluttheorie bei vollkommener Starrheit der Erde es erfordert. Seiner Rechnung liegen Gleichungen zugrunde, welche dieselbe Form wie (9) besitzen, ohne dass die theoretische Definition der von ihm eingeführten Grössen x und y angegeben wird. Er findet aus der vierzehntägigen Flut:

$$x = 0{,}675 \pm 0{,}084 \text{ m. F.}, \quad y = 0{,}020 \pm 0{,}083 \text{ m F.},$$

und aus der monatlichen:

$$x = 0{,}680 \pm 0{,}387 \text{ m. F.}, \quad y = 0{,}090 \pm 0{,}327 \text{ m. F.}$$

Wie man aus Tabelle II ersieht, passt sich die dynam. Theorie, nach welcher (s. Darwin Proc. Soc. L. 41) die Höhe dieser Fluten kleiner als die halbe Gleichgewichtshöhe ist, den Beobachtungen viel schlechter an, als die Gleichgewichtstheorie.

Digitized by Google

Tabelle II.

Nr.	Hafen	Breite	Jahr	halbmonatliche Tide					monatliche Tide				
				H	x	H cos x	b	H sin x	H	x	H cos x	b	H sin x
					°					°			
1	Galle	+ 6° 2′	1884–85	0,020	12.20	+0,0195	+0,0652	+0,0042	0,067	21,93	+0,0622	+0,0344	+0,0250
2	„		85–86	027	38,74	+ 0211	0652	+ 0169	017	337,03	+ 0156	0344	− 0066
3	„		86–87	066	338,73	+ 0615	0652	− 0239	017	339,95	+ 0158	0344	− 0058
4	„		87–88	073	12,56	+ 0712	0652	+ 0159	058	42,49	+ 0428	0344	+ 0391
5	„		88–89	030	55,13	+ 0171	0652	+ 0246	035	22,06	+ 0324	0344	+ 0132
6	„		89–90	012	17,96	+ 0114	0652	+ 0037	038	42,16	+ 0281	0344	+ 0255
7	Colombo	+ 6° 57′	1884–85	033	320,88	+ 0256	0645	− 0208	043	18,39	+ 0408	0341	+ 0135
8	„		85–86	064	13,97	+ 0621	0645	+ 0154	035	321,39	+ 0273	0341	− 0218
9	„		86–87	049	343,51	+ 0470	0645	− 0139	040	23,98	+ 0366	0341	+ 0162
10	„		87–88	066	22,76	+ 0608	0645	+ 0255	028	76,28	+ 0065	0341	+ 0272
11	„		88–89	015	65,08	+ 0063	0645	+ 0136	051	16,47	+ 0489	0341	+ 0144
12	„		89–90	030	304,32	+ 0169	0645	− 0248	026	67,06	+ 0101	0341	+ 0239
13	Minicoy	+ 8° 17′	1891–92	063	10,86	+ 0619	0632	+ 0119	032	68,31	+ 0119	0334	+ 0297
14	„		92–93	054	357,04	+ 0539	0632	− 0028	039	146,97	− 0327	0334	+ 0212
15	Trincomalee	+ 8° 33′	1890–91	055	14,54	+ 0532	0629	+ 0138	023	330,72	+ 0200	0332	− 0113
16	„		1891	050	19,54	+ 0471	0629	+ 0167	031	338,68	+ 0289	0332	− 0113
17	„		1892	055	4,26	+ 0548	0629	+ 0041	067	135,61	− 0479	0332	+ 0468
18	Tuticorin	+ 8° 48′	1888–89	039	358,52	+ 0390	0627	− 0010	059	22,76	+ 0544	0331	+ 0228
19	„		89–90	029	328,37	+ 0247	0627	− 0152	048	74,70	+ 0127	0331	+ 0463
20	„		90–91	037	4,48	+ 0369	0627	+ 0029	007	125,95	− 0041	0331	+ 0057
21	„		91–92	068	359,84	+ 0630	0627	− 0002	051	219,93	− 0391	0331	− 0327
22	Pámban	+ 9° 16′	1878–79	045	1,56	+ 0450	0622	+ 0012	063	348,98	+ 0618	0328	− 0120
23	„		79–80	040	355,31	+ 0399	0622	− 0033	053	57,52	+ 0285	0328	+ 0447
24	„		80–81	053	359,13	+ 0530	0622	− 0008	033	22,84	+ 0304	0328	+ 0128
25	„		81–82	033	343,58	+ 0316	0622	− 0093	043	39,72	+ 0331	0328	+ 0275
26	Cochin	+ 9° 58′	1886–87	070	355,35	+ 0698	0613	− 0057	014	50,00	+ 0090	0324	+ 0107
27	„		87–88	072	86,39	+ 0580	0613	+ 0427	035	111,89	− 0130	0324	+ 0325
28	„		88–89	056	285,07	+ 0146	0613	− 0541	055	20,82	+ 0514	0324	+ 0195
29	„		89–90	041	343,46	+ 0393	0613	− 0117	058	185,96	− 0577	0324	− 0060

Digitized by Google

| | | |

Nr.	Hafen	Breite	Jahr	halbmonatliche Tide					monatliche Tide				
				H	x	H cos x	b	H sin x	H	x	H cos x	b	H sin x
					°					°			
67	Aden	+ 12° 47′	1879—80	0,052	14,44	+0,0503	+0,0574	+0,0129	0,035	4,62	+0,0349	+0,0303	+0,0028
68	„		80—81	039	30,38	+ 0336	0574	+ 0197	076	347,81	+ 0742	0303	— 0160
69	„		81—82	045	25,83	+ 0405	0574	+ 0196	025	324,13	+ 0202	0303	— 0147
70	„		82—83	044	53,22	+ 0263	0574	+ 0352	033	17,90	+ 0314	0303	+ 0101
71	„		83—84	065	15,75	+ 0625	0574	+ 0176	015	57,50	+ 0080	0303	+ 0126
72	„		84—85	012	35,75	+ 0097	0574	+ 0070	039	53,33	+ 0233	0303	+ 0313
73	„		85—86	038	14,40	+ 0368	0574	+ 0095	016	1,28	+ 0160	0303	+ 0004
74	„		86—87	065	10,07	+ 0640	0574	+ 0114	037	70,41	+ 0124	0303	+ 0348
75	„		87—88	028	342,31	+ 0267	0574	— 0085	050	29,60	+ 0435	0303	+ 0247
76	„		88—89	046	19,01	+ 0435	0574	+ 0150	055	11,99	+ 0538	0303	+ 0114
77	„		89—90	043	12,45	+ 0420	0574	+ 0093	029	354,75	+ 0289	0303	— 0027
78	„		90—91	045	341,79	+ 0427	0574	— 0141	018	29,95	+ 0156	0303	+ 0090
79	„		91—92	047	351,57	+ 0465	0574	— 0069	031	6,36	+ 0308	0303	+ 0034
80	„		1900—01	037	13,38	+ 0360	0574	+ 0085	013	95,81	— 0013	0303	+ 0129
81	„		1901	030	51,33	+ 0187	0574	+ 0234	035	273,87	+ 0024	0303	— 0349
82	„		1902	063	33,06	+ 0528	0574	+ 0344	022	19,00	+ 0208	0303	+ 0072
83	Kárwár	+ 14° 48′	1878—79	051	345,14	+ 0493	0541	— 0131	046	350,58	+ 0454	0286	— 0075
84	„		79—80	058	0,82	+ 0580	0541	+ 0008	061	14,28	+ 0591	0286	+ 0151
85	„		80—81	034	345,59	+ 0329	0541	— 0085	048	99,91	— 0083	0286	+ 0473
86	„		81—82	038	14,42	+ 0368	0541	+ 0095	043	0,47	+ 0430	0286	+ 0003
87	„		82—83	027	37,39	+ 0214	0541	+ 0164	126	31,69	+ 1072	0286	+ 0662
88	Mormugáo	+ 15° 25′	1884—85	048	13,85	+ 0466	0530	+ 0115	048	74,73	+ 0126	0280	+ 0463
89	„		85—86	075	13,91	+ 0728	0530	+ 0180	029	358,85	+ 0290	0280	— 0006
90	„		86—87	089	11,24	+ 0873	0530	+ 0174	015	285,62	+ 0040	0280	— 0144
91	„		87—88	027	153,63	— 0242	0530	+ 0120	049	106,43	— 0139	0280	+ 0470
92	„		88—89	056	317,72	+ 0414	0530	— 0377	010	300,58	+ 0051	0280	— 0086
93	Vizagapatam	+ 17° 41′	1879—80	030	22,72	+ 0277	0486	+ 0116	022	22,48	+ 0203	0256	+ 0084
94	„		80—81	051	340,43	+ 0480	0486	— 0171	078	52,54	+ 0474	0256	+ 0619
95	„		81—82	061	1,76	+ 0610	0486	+ 0019	049	104,02	— 0119	0256	+ 0475
96	„		82—83	027	2,26	+ 0270	0486	+ 0011	072	35,07	+ 0589	0256	+ 0414

Digitized by Google

| | | |

Nr.	Hafen	Breite	Jahr	halbmonatliche Tide					monatliche Tide				
				H	x	H cos x	b	H sin x	H	x	H cos x	b	H sin x
					°					°			
134	Kurrachee	+ 24°48′	1874–75	0,038	40,58	+0,0288	+0,0314	+0,0247	0,064	23,66	+0,0586	+0,0166	+0,0257
135	„		75–76	010	23,74	+ 0092	0314	+ 0040	067	103,22	− 0153	0166	+ 0652
136	„		76–77	032	0,50	+ 0320	0314	+ 0003	097	42,11	+ 0720	0166	+ 0651
137	„		77–78	047	29,74	+ 0408	0314	+ 0233	124	49,03	+ 0813	0166	+ 0936
138	„		79–80	030	327,75	+ 0254	0314	− 0160	040	25,61	+ 0361	0166	+ 0173
139	„		80–81	020	70,82	+ 0066	0314	+ 0189	036	131,23	− 0237	0166	+ 0271
140	„		81–82	034	254,15	− 0093	0314	− 0327	055	72,21	+ 0168	0166	+ 0524
141	„		82–83	006	128,44	− 0037	0314	+ 0047	040	93,74	− 0026	0166	+ 0399
142	„		83–84	061	340,58	+ 0575	0314	− 0203	022	38,51	+ 0172	0166	+ 0137
143	„		84–85	058	33,82	+ 0482	0314	+ 0323	027	118,88	− 0130	0166	+ 0236
144	„		85–86	076	122,25	− 0406	0314	+ 0643	064	0,93	+ 0640	0166	+ 0011
145	„		86–87	052	30,57	+ 0448	0314	+ 0264	016	291,35	+ 0058	0166	− 0149
146	„		87–88	050	298,93	+ 0243	0314	− 0438	071	104,80	− 0181	0166	+ 0685
147	„		88–89	008	72,28	+ 0024	0314	+ 0076	014	221,71	− 0104	0166	− 0093
148	„		89–90	039	335,16	+ 0354	0314	− 0164	060	286,36	+ 0169	0166	− 0575
149	„		90–91	012	20,06	+ 0113	0314	+ 0041	073	268,21	− 0023	0166	− 0730
150	„		91–92	004	73,51	+ 0011	0314	+ 0038	058	346,87	+ 0565	0166	− 0132
151	False Point	+ 20°25′	1881–82	061	37,43	+ 0484	0425	+ 0371	053	53,15	+ 0318	0225	+ 0424
152	„		82–83	073	33,15	+ 0611	0425	+ 0399	072	57,50	+ 0387	0225	+ 0607
153	„		83–84	067	12,63	+ 0654	0425	+ 0147	045	114,53	− 0187	0225	+ 0409
154	„		84–85	099	32,42	+ 0836	0425	+ 0531	014	42,90	+ 0103	0225	+ 0095
155	Mauritius	+ 20°9′	1838–39	036	350	+ 0355	+ 0431	− 0062	047	297	+ 0213	+ 0228	− 0419
156	Le Socoa	+ 43°23′		015	166	− 0146	− 0293	+ 0036	056	327	+ 0470	− 0155	− 0305
157	Fort Boyard	+ 43°29′		028	148	− 0287	− 0296	+ 0148	050	203	− 0460	− 0157	− 0195
158	La Rochelle	+ 46°9′		033	26	+ 0297	− 0392	+ 0145	110	239	− 0566	− 0207	− 0943
159	St. Nazaire	+ 47°16′		061	268	− 0021	− 0432	− 0610	099	37	+ 0791	− 0228	+ 0596
160	Brest	+ 48°23′	1875	069	76	+ 0167	− 0471	+ 0669	038	328	+ 0322	− 0249	− 0201
161	„			043	173	− 0427	− 0471	+ 0052	085	315	+ 0601	− 0249	− 0601
162	St. Servan	+ 48°38′		085	230	− 0546	− 0480	− 0651	064	154	− 0575	− 0254	+ 0280
163	Cherbourg	+ 49°38′		010	102	− 0021	− 0516	+ 0098	081	100	− 0054	− 0278	+ 0305

Digitized by Google

164	Penobscot Bay	+ 44°9′	1870	0,012	1	+0,0120	−0,0320	+0,0002	0,082	96	−0,0086	−0,0169	+0,0815
165	„		1871	037	208	− 0327	0320	− 0174	069	35	+ 0565	− 0169	+ 0396
166	„		1872	048	11	+ 0471	0320	+ 0092	024	34	+ 0199	− 0169	+ 0134
167	„		1873	047	212	− 0399	0320	− 0249	074	296	+ 0324	− 0169	− 0665
168	„		1874	073	4	+ 0728	0320	+ 0051	057	279	+ 0089	− 0169	− 0563
169	„		1875	040	95	− 0035	0320	+ 0398	014	110	− 0048	− 0169	+ 0132
170	Ramsgate	+ 51°18′	1864	044	288	+ 0136	− 0574	− 0418	029	45	+ 0205	− 0304	+ 0205
171	Liverpool	+ 53°24′	1857—58	064	175	− 0638	− 0647	+ 0056	053	289	+ 0173	− 0342	− 0501
172	„		58 – 59	027	159	− 0252	0647	+ 0097	223	32	+ 1891	− 0342	+ 1182
173	„		59—60	018	89	+ 0003	0647	+ 0180	166	173	− 1647	− 0342	+ 0202
174	„		66 – 67	057	344	+ 0548	0647	− 0157	064	260	− 0111	− 0342	− 0630
175	West Hartlepool	+ 54°41′	1858 - 59	037	200	− 0348	− 0691	− 0127	085	24	+ 0776	− 0365	+ 0346
176	„		59 – 60	040	237	− 0218	0691	− 0335	148	176	− 1476	− 0365	+ 0104
177	„		60 – 61	060	178	− 0600	0691	+ 0020	147	79	+ 0280	− 0365	+ 1443
178	Oscarsborg	+ 59°41′	1877—78	050	187	− 0496	− 0853	− 0061	154	174	− 1532	− 0451	+ 0161
179	„		84 – 85	344	268	− 0120	0853	− 3438	197	190	− 1940	− 0451	− 0342
180	Kristiania	+ 59°55′	1888 – 89	157	196	− 1509	0861	− 0433	171	223	− 1251	− 0455	− 1166
181	„		92—93	079	179	− 0790	0861	+ 0014	069	240	− 0345	− 0455	− 0597
182	Arendal	+ 58°27′	1888—89	092	223	− 0673	− 0815	− 0627	098	229	− 0643	− 0430	− 0740
183	Stavanger	+ 58°59′	1899—1900	086	183	− 0859	− 0832	− 0045	148	247	− 0578	− 0439	− 1362
184	„		1900 – 01	066	227	− 0450	0832	− 0483	095	211	− 0814	− 0439	− 0489
185	Bergen	+ 60°24′	1884 – 85	157	6	+ 1561	− 0876	+ 0164	131	81	+ 0205	− 0463	+ 1294
186	„		93 – 94	069	188	− 0683	0876	− 0096	138	232	− 0850	− 0463	− 1088
187	Bodoe	+ 67°17′	1896 – 97	092	161	− 0870	− 1070	+ 0300	063	12	+ 0616	− 0565	+ 0131
188	„		1900 01	151	217	− 1206	1070	− 0909	115	193	− 1120	− 0565	− 0259
189	Fineide	+ 67°17′	1896 – 97	089	171	− 0879	− 1070	+ 0139	056	18	+ 0532	− 0565	+ 0173
190	„		97—98	121	240	− 0605	1070	− 1048	101	357	+ 1009	− 0565	− 0053
191	Kabelvaag	+ 68°13′	1884—85	141	352	+ 1396	− 1094	− 0196	134	90	0000	− 0578	+ 1340
192	„			108	164	− 1038	1094	+ 0298	058	252	− 0164	− 0578	− 0504
193	Vardoe	+ 70°20′	1881—82	046	199	− 0435	− 1144	− 0150	020	166	− 0194	− 0604	+ 0048
194	„		91—92	138	255	− 0357	1144	− 1333	101	220	− 0774	− 0604	− 0649

Digitized by Google

Die Unsicherheit des Resultates aus der letzteren Periode, die auch bei unserer Rechnung hervortritt, hat seinen Grund wohl darin, dass die Konstanten dieser Partialwelle sich aus einem Beobachtungsjahr unsicherer bestimmen als die der zuerst genannten Flut und ferner darin, dass meteorologische Erscheinungen die Welle von Monatsperiode mehr beeinflussen als die von halbmonatlicher Periode. Aus den Pendelbeobachtungen erhielten wir $x = 0{,}668 \pm 0{,}064$ m. F. Demnach ist die Unsicherheit dieses aus einer weit geringeren Zahl von Einzelwerten abgeleiteten Resultates kleiner als bei dem Thomsonschen Ergebnis. Die Höhe der langen Tiden ist durch wechselnde meteorologische Vorgänge grösseren zufälligen Störungen ausgesetzt als die Pendelbewegungen von 12 Stunden Periode, deren Konstanten ausserdem aus einer weit grösseren Anzahl von Perioden hergeleitet sind. Aus diesem Grunde ist die Realität des kleineren mittleren Fehlers des Pendelresultates, trotz der geringen Zahl der zugrunde liegenden Beobachtungsreihen, wahrscheinlich. Man muss bei der Pendelmethode, falls die einzelnen Beobachtungsreihen sich über eine hinreichend lange Zeit erstrecken, von vornherein zuverlässigere Ergebnisse erwarten als bei der Flutenmethode, da die beobachtete Höhe der Flut mit ihrem theoretischen Wert verglichen wird, dessen Berechnung sich an gewisse, in Wirklichkeit nicht erfüllte Voraussetzungen knüpft, während aus der Ablenkung des Pendels direkt auf die Grösse der Deformationen der Erdoberfläche geschlossen werden kann. Wir kommen daher zu dem Schluss, dass das Horizontalpendel ein schärferes Mittel zur Bestimmung der Nachgiebigkeit der Erde gibt, als die Flutbeobachtungen.

Die in Tabelle II mitgeteilten Konstanten der angegebenen Flutwellen sind entnommen aus: „Account of the operations of the Great Trigonometrical Survey of India“ Vol. XVI, Annales Hydrographiques 1901, Proceedings Roy. Soc. London Vol. 71 und „Resultater of Vandstands-Obser. paa den Norske Kyst“ (Norske Gradmaalings-Kommission).

Die an Flussmündungen gelegenen Stationen sind ausgeschlossen worden, da die geringe Tiefe des Wassers von Einfluss ist auf die Fluten. Auch die am mittelländischen Meere gelegenen Stationen sind nicht mit aufgenommen; dieses Meer gibt nicht die Flut des Ozeans.

Die Grössen H und b sind in engl. Fuss angegeben.

Nach Ausgleichung der Beobachtungen erhalten wir aus der halbmonatlichen Flut:

Digitized by Google

(11) $x = 0{,}6265 \pm 0{,}043$ m. F.,
$y = 0{,}2121 \pm 0{,}045$ m. F.

und aus der monatlichen:

(12) $x = 0{,}6053 \pm 0{,}102$ m. F.,
$y = 0{,}2147 \pm 0{,}100$ m. F.

Aus diesen Werten findet man nach (10)

aus (11) $K = 0{,}3386$,
aus (12) $K = 0{,}3578$.

Nach II (10) folgt

aus der halbmonatlichen Tide:

$$\frac{n}{a g \varepsilon_1} = 0{,}3058 \pm 0{,}068 \text{ m. F. oder } \mathbf{n = 6{,}1 \times 10^{11}} \text{ (c g s)},$$

aus der monatlichen Tide:

$$\frac{n}{a g \varepsilon_1} = 0{,}2770 \pm 0{,}145 \text{ m. F. oder } \mathbf{n = 5{,}5 \times 10^{11}};$$

die Pendelbeobachtungen lieferten:

$$\frac{n}{a g \varepsilon_1} = 0{,}3145 \pm 0{,}106 \text{ m. F. oder } \mathbf{n = 6{,}3 \times 10^{11}}.$$

Rechnet man aus den mittleren Fehlern die Gewichte und vereinigt die drei Werte zum Mittel mit Rücksicht auf die Gewichte, so ergibt sich:

$$\frac{n}{a g \varepsilon_1} = 0{,}3041,$$

$$\mathbf{n = 6{,}09 \times 10^{11}} \text{ (c g s)} \pm 1{,}0 \times 10^{11} \text{ m. F.}$$

An der Realität dieses Resultates ist im Hinblick auf die gute Übereinstimmung der Ergebnisse der drei Rechnungen nicht zu zweifeln. Demnach ist die effektive Starrheit der Erde etwas geringer als die des Stahles ($7{,}65 \times 10^{11}$).

Aus der Chandler'schen Periode findet Herglotz mit Rücksicht auf die Inhomogeneität der Erde $n = 11{,}68 \times 10^{11}$, also einen Wert, der von unserem Ergebnis völlig abweicht. Der folgende Teil versucht, diesen Widerspruch zu erklären.

IV. Die Starrheit der Rinde und des Kernes der Erde.

Herglotz hat die durch die Nachgiebigkeit der Erde bedingte Verlängerung der Euler'schen Periode der Polbewegung mit Rücksicht auf das Wiechert'sche Dichtegesetz untersucht und für die Beziehung der Chandler'schen Periode τ zur Euler'schen τ_0 eine Formel abgeleitet, welche bei unseren Bezeichnungen lautet:

Digitized by Google

$$(1) \qquad \frac{\tau_0}{\tau} = 1 - \frac{k + \frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_1}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1}{k^0 + \frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_1}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1{}^0}.$$

k^0 und $k_1{}^0$ erhält man aus k und k_1, wenn man $n = 0$ setzt. Drückt man k und k_1 aus den Gleichungen 19^a und 19 des ersten Teiles durch n und n_1, die Starrheitskoeffizienten von Kern und Mantel aus und verbindet Gleichung (1) mit der im II. Teil definierten Grösse K, so erhält man zwei Gleichungen zur Bestimmung von n und n_1. Fasst man die Ergebnisse der Pendel- und Flutbeobachtungen zusammen, so ist:

$$(2) \qquad K = 0{,}656\,k - 0{,}199\,k_1 = 0{,}339.$$

Legt man der Grösse $\frac{\tau_0}{\tau}$ das in der Einleitung angeführte Ergebnis der Kimuraschen Untersuchung zugrunde, so folgt:

$$\frac{\tau_0}{\tau} = 0{,}703.$$

Da

$$k^0 + \frac{\varepsilon - \varepsilon_1}{\varepsilon_1}\left(\frac{b}{a}\right)^4 k_1{}^0 = 2{,}762$$

ist, geht (1) über in:

$$(3) \qquad k + 0{,}579\,k_1 = 0{,}820.$$

Aus (2) und (3) ergibt sich:

$$k = 0{,}622, \quad k_1 = 0{,}343.$$

Setzt man diese Werte in die Gleichung I (19) ein und schreibt $k\frac{W_2}{g}$ für u und $k_1\frac{W_2}{g}$ für u_1, wo W_2 nun eine andere Bedeutung hat als dort und $\gamma = 0$ zu setzen ist, so erhält man für y nach Elimination von x eine Gleichung dritten Grades. Die einzige positive reelle Wurzel ist:

$$y = \frac{n_1}{n} = 0{,}042.$$

Für x ergibt sich

$$x = 0{,}235.$$

Hieraus ergibt sich für die Starrheitskoeffizienten von Erdrinde und Kern:

$$n_1 = 0{,}9 \times 10^{11}\ (cgs)$$
$$n = 20{,}2 \times 10^{11}.$$

Digitized by Google

Diese Werte, besonders der Koeffizient der Erdrinde, sind sehr unwahrscheinlich. Das auffallende Resultat lässt darauf schliessen, dass unterhalb der Erdrinde sich eine plastische Schicht befindet, die einen sehr starren Kern umschliesst. Die Deformationen dieser Schicht, welche der Mond hervorruft, heben und senken die Erdrinde und vergrössern den Einfluss, welchen die Deformationen der Erdoberfläche auf die Höhe der Fluten und die Ablenkung des Horizontalpendels ausüben. Man wird daher, wenn man die Schicht nicht berücksichtigt, aus den Flut- und Horizontalpendelbeobachtungen einen zu kleinen Starrheitskoeffizienten erhalten. Die Annahme dieser plastischen Schicht gewinnt um so mehr an Wahrscheinlichkeit, als Wiechert aus anderen Gründen zu demselben Schluss gelangt. Unser Resultat lässt ferner vermuten, dass die Dicke der plastischen Schicht im Vergleich zur Dicke der Erdrinde grösser ist als von Wiechert angenommen wird.

Genaueren Aufschluss über diese Fragen wird man erst erhalten, wenn die Perioden der komplizierten Breitenvariationen rechnerisch genauer bestimmt sind und mehr Material an Pendelbeobachtungen vorliegt. Vorläufig müssen wir uns mit dem Hauptresultat der vorliegenden Abhandlung begnügen, dass die effektive Starrheit der Erde, wie sie sich in den Ablenkungen des Horizontalpendels und der Höhe der Ozeanfluten äussert, $6{,}09 \times 10^{11}$ beträgt, also bedeutend geringer ist, als die Chandler'sche Periode der Polbewegung ergibt ($11{,}68 \times 10^{11}$).

Potsdam, Dezember 1906.

Digitized by Google

III.

Die antipodische Lage von Land und Meer.

Von

Dr. Th. Arldt, Radeberg.

Mit einer Karte (Tafel I.)

Schon bei flüchtiger Betrachtung eines Globus fällt als eine der auffälligsten Tatsachen in der gegenwärtigen Gliederung der Erdoberfläche die antipodische Lage von Land und Meer ins Auge, wie sie auf einer Merkatorkarte Steinhauser zu zeichnen versucht hat [1]). Diese Tatsache bildet eine wesentliche Unterstützung der Greenschen Tetraederhypothese [2]), und dies hat den Verfasser veranlasst, sie auf ihren Wert kritisch nachzuprüfen. Von vornherein kann nämlich nach dem Augenschein allein nicht mit Bestimmtheit behauptet werden, dass in dieser antipodischen Lage etwas Auffälliges liegt. Denn da das Meer einen beträchtlich grösseren Flächenraum einnimmt als das Land, so ist es klar, dass die Wahrscheinlichkeit, dass Land dem Lande gegenüberliegt, viel geringer sein muss als im umgekehrten Falle. Für die Gegenwart berechnet sich die Wahrscheinlichkeit auf 0,29, d. h. nach den Gesetzen der Wahrscheinlichkeitsrechnung können wir erwarten, dass 29 % des festen Landes wiederum festes Land als Gegenfüssler haben. Es ist nun festzustellen, wie gross in Wirklichkeit der Prozentsatz ist. Da wir für das Gesamtgebiet der antipodischen Kontinentalgebiete eine Grösse von 23 Mill. Quadratkilometer annehmen können und die Gesamtlandfläche der

1) Beiträge zur Geophysik. Bd. VII. 1905. Taf. VII.
2) Vgl. ebenda. VII. S. 283—326.

Digitized by Google

Erde einschliesslich des antarktischen Gebietes etwa 150 Mill. Quadratkilometer beträgt, so ist nur für 15% der Kontinentalflächen das antipodische Gebiet ebenfalls kontinental, d. h. der wirkliche Prozentsatz macht nur 52% des wahrscheinlichen aus. Da er also beträchtlich kleiner ist, so können wir ihn mit Recht als auffällig bezeichnen.

Doch damit ist die Frage noch lange nicht entschieden. Wollen wir ein allgemeines Bildungsgesetz der Erdoberfläche, wie es die Tetraederhypothese doch sein will, durch irgend eine Tatsache begründen, so ist der Nachweis zu führen, dass sie nicht bloss für die Gegenwart Geltung besitzt, sondern dass auch die uns bekannten paläogeographischen Verhältnisse sich mit ihr vertragen. Im folgenden ist der Versuch gemacht, dies für die antipodische Lage von Land und Meer durchzuführen. Als Grundlagen für die dabei nötigen Messungen haben die paläogeographischen Karten von Frech, Lapparent, Neumayr und Koken gedient, wie sie in einigen Einzelheiten modifiziert vom Verfasser an anderer Stelle veröffentlicht worden sind[1]). Da wegen der Merkatorprojektion der Karten eine direkte Flächenmessung mit dem Planimeter nicht ausführbar ist, so wurden durch Auszählen der Gradtrapeze die Flächengrössen der antipodischen Kontinentalgebiete ermittelt. Zwischen 40° S und 40° N wurde zu diesem Zwecke die Karte von 5 zu 5°, darüber hinaus von 2 zu 2° in Streifen zerlegt, und in jedem Streifen die Grösse der fraglichen Gebiete ermittelt. Eine Zerlegung in schmalere Streifen erscheint zwecklos, da die dadurch erzielte höhere Genauigkeit nur eine scheinbare sein würde, übrigens auch bei der unbedingt nötigen starken Abrundung ganz ohne Einfluss auf das endgültige Resultat bleiben würde. Die Berechnung ist zunächst auf 10000 qkm abgerundet ausgeführt, bei grösserer Abrundung würden wieder zu wenig Einzelheiten berücksichtigt werden können. Die Endresultate geben wir aber nur in Abrundung auf Mill. Quadratkilometer, um dadurch zufällige Ungenauigkeiten nach Möglichkeit auszuschalten. Leider hat aber die Ermittelung der absoluten Grösse der antipodischen Kontinentalgebiete mit einem grossen Mangel zu rechnen, nämlich mit dem Fehlen irgendwie sicherer paläogeographischer Tatsachen aus dem antarktischen Gebiete. Wir sind hier also mehr oder weniger auf Spekulationen angewiesen, die auf einer vorderhand noch nicht beweisbaren Hypothese beruhen, nämlich auf der Annahme, dass das antarktische Gebiet dauernd kontinental und nur geringen Schwan-

[1]) Die Entwickelung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig 1907.

Digitized by Google

kungen in seinen Umrissen unterworfen gewesen sei. Verfasser glaubt diese Annahme um so eher wagen zu können, als nach den Beobachtungen der Südpolarexpeditionen das antarktische Gebiet als ein Massiv nach Art des kanadischen und des skandinavischen Schildes anzusehen ist und wie diese eine grosse kontinentale Permanenz gehabt haben dürfte. Um nun den gegenwärtigen Küstenverlauf nicht zu benützen, eine ungerechtfertigte Spezialisierung, wurde als Nordgrenze von 20°—160° O entsprechend dem Wilkes- und dem Viktorialande 66° S, im übrigen 76° S angesehen, so dass also die antipodischen Kontinentalflächen eher zu gross als zu klein berechnet wurden und demnach die gefundenen Resultate nicht günstiger erscheinen können, als es den Tatsachen entspricht. Immerhin dürfte es von Interesse sein, diese arktisch-antarktischen Antipodengebiete wegen ihrer geringeren Bestimmungsgenauigkeit ihrer Grösse nach besonders aufzuführen, wie dies in folgender Zusammenstellung der absoluten Grösse des antipodischen Kontinentalgebietes geschieht.

Antipodisch kontinental (in Mill. qkm)

	Äquatoriales Gebiet	Polares Gebiet	Summe	Verhältnis des polaren zum äquatorialen Gebiete
Jetztzeit	11	12	23	1 : 0,92
Dilurium	14	13	27	1 : 1,08
Pliozän	21	14	35	1 : 1,50
Miozän	18	14	31	1 : 1,29
Oligozän	14	15	30	1 : 0,93
Eozän	40	15	55	1 : 2,67
Senon	42	17	60	1 : 2,47
Cenoman	47	17	64	1 : 2,76
Nerkom	21	10	32	1 : 2,10
Malm	45	8	53	1 : 5,63
Lias, Digger	46	13	60	1 : 3,54
Keuper	24	15	39	1 : 1,60
Untertrias	34	15	49	1 : 2,27
Oberstes Karbon	8	14	21	1 : 0,57
Oberkarbon	14	14	28	1 : 1,00
Unterkarbon	25	17	42	1 : 1,47
Oberdevon	54	6	60	1 : 9,00
Unterdevon	59	7	66	1 : 8,43
Obersilur	44	7	51	1 : 6,29
Untersilur	61	7	68	1 : 8,71
Oberkambrium	54	13	66	1 : 4,15
Unterkambrium	54	13	67	1 : 4,15

Dass die dritte Reihe nicht stets die Summe der beiden ersten enthält, erklärt sich aus der Abrundung auf Mill. qkm. Die mittlere

Digitized by Google

Grösse beträgt im äquatorialen Gebiet 34, im polaren 13, zusammen 47 Mill. qkm. Auch hierin zeigt sich der schon bei der Betrachtung der Tabelle auffällige Umstand, dass das äquatoriale Gebiet die bei weiterem grössere Rolle spielt. Der gegenwärtige Zustand ist in dieser Beziehung extrem exzeptionell, indem der mittlere Wert des Verhältnisses der polaren zu den äquatorialen Gebieten 1:2,62 ist. Sehen wir uns nach Zeiten um, die hierin der Gegenwart ähneln, so sind der grösste Teil des Tertiär und des Karbon zu erwähnen, wie die Jetztzeit Zeiten der Gebirgsbildung und, wie wir annehmen, der tetraedrischen Deformation. Dagegen zeigen die Zeiten der grossen Transgressionen Cenoman, Malm, Oberdevon besonders relativ hohe Werte. Bei den älteren Formationen scheint das hiernach zu vermutende Gesetz allerdings nicht zu gelten, doch könnte dies auch in unseren mangelnden genaueren Kenntnissen liegen. Dies Verhältnis wird seit dem Karbon besonders beeinflusst durch die Grösse der äquatorialen Gebiete, und diese zeigt daher dieselbe Beziehung wie das Verhältnis. Am übersichtlichsten zeigt das verschiedene Verhalten der verschiedenen Perioden eine Zusammenstellung der mittleren Werte für einzelne grössere Abschnitte:

	Ae.	P.	S.	V.
Kambrium—Jetztzeit	34	13	47	1:2,62
Oligocän—Jetztzeit	16	14	29	1:1,14
Trias—Eocän	37	14	42	1:2,64
Oberkarbon	11	14	25	1:0,79
Kambrium bis Unterkarbon	50	10	60	1:5,00

Es zeigt sich hieraus besonders auch, dass wir für das ältere Paläozoikum beträchtlich grössere antipodische Landgebiete besitzen, besonders im Äquatorialgebiet, eine Folge des damals vorhandenen grossen Südkontinentes, besonders des Gondwanalandes. Es wird sich indessen zeigen, dass diesen Zahlen nicht die Bedeutung zukommt, wie es den Anschein hat.

Um nun zu weiteren Schlüssen zu gelangen, betrachten wir die relative Grösse der antipodischen Landgebiete. Diese finden wir, indem wir die absolute Grösse derselben dividieren durch die Gesamtgrösse der Kontinentalgebiete der betreffenden Periode. Hier fehlt uns nun freilich wieder die Kenntnis der antarktischen Gebiete. Aus diesem Grunde sind im folgenden zwei verschiedene Wertreihen berechnet worden. In der ersten ist von den arktischen und antarktischen Gebieten ganz abgesehen, und demnach die Grösse der

Digitized by Google

äquatorialen Antipodengebiete dividiert durch die auf der paläogeographischen Karte ermittelte Grösse der Kontinente, die bereits an anderer Stelle veröffentlicht wurde[1]). Es ist leicht einzusehen, dass dieser Wert etwas zu klein sein wird, als den Tatsachen entspricht, denn die dem Zähler eigentlich noch zuzufügenden polaren antipodischen Gebiete sind so gross, dass für eine entsprechende Vergrösserung des Nenners durch antarktisches Landgebiet Werte erforderlich wären, die ganz undenkbar sind. In der zweiten Reihe berücksichtigen wir das Gesamtgebiet der antipodischen Landmassen. Dafür fügen wir dem Gesamtlandgebiet noch 10 Mill. qkm für das antarktische Landgebiet hinzu, ein Wert, der wohl eher zu klein als zu gross sein dürfte, da das oben abgegrenzte antarktische Gebiet ungefähr 11 Mill. qkm umfasst. Infolgedessen wird dieser Wert eher etwas zu gross ausfallen und wir erhalten auf diese Weise zwei Grenzwerte, die um so genauer die wirkliche Grösse der antipodischen Landgebiete angeben werden, je näher sie einander stehen. Wir vergleichen diese Werte mit der wahrscheinlichen Grösse der antipodischen Gebiete, indem wir das Landgebiet der Erde durch ihre Oberfläche teilen. Auch hier stellen wir wieder zwei entsprechende Reihen auf, von denen die zweite als die genauere anzusehen ist, indessen waren diese richtigeren Werte nicht geeignet zum Vergleiche mit der relativen Grösse bei Ausschluss der polaren Gebiete. Wir erhalten also folgende Werte:

	Wirkliche relative Grösse der antipodisch-kontinentalen Gebiete	Wahrscheinliche relative Grösse der antipodisch-kontinentalen Gebiete
Jetztzeit	0,08 bezw. 0,16	0,26 bezw. 0,28
Diluvium	0,09 „ 0,17	0,30 „ 0,32
Pliozän	0,13 „ 0,20	0,33 „ 0,35
Miozän	0,11 „ 0,18	0,31 „ 0,33
Oligozän	0,10 „ 0,19	0,29 „ 0,31
Eozän	0,22 „ 0,28	0,36 „ 0,38
Senon	0,23 „ 0,31	0,36 „ 0,38
Cenoman	0,29 „ 0,37	0,32 „ 0,34
Neokom	0,12 „ 0,17	0,34 „ 0,36
Malm	0,25 „ 0,28	0,35 „ 0,37
Lias, Dogger	0,23 „ 0,28	0,40 „ 0,42
Keuper	0,11 „ 0,18	0,41 „ 0,43
Untertrias	0,16 „ 0,22	0,43 „ 0,45
Oberster Karbon	0,04 „ 0,11	0,36 „ 0,38

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1907, Bd. I. S. 32—44.

Digitized by Google

	Wirkliche relative Grösse der antipodisch-kontinentalen Gebiete	Wahrscheinliche relative Grösse der antipodisch-kontinentalen Gebiete
Oberkarbon	0,07 bezw. 0,14	0,38 bezw. 0,40
Unterkarbon	0,13 „ 0,21	0,37 „ 0,39
Oberdevon	0,30 „ 0,32	0,35 „ 0,37
Unterdevon	0,27 „ 0,29	0,42 „ 0,44
Obersilur	0,24 „ 0,27	0,35 „ 0,37
Untersilur	0,31 „ 0,33	0,39 „ 0,41
Oberkambrium	0,33 „ 0.38	0,32 „ 0,34
Unterkambrium	0,37 „ 0,42	0,29 „ 0,31

Da bei der Annahme eines Südpolarlandes von 12 Mill. qkm Ausdehnung die Zahlen der zweiten Reihe nur um 0,01 sich verkleinern würden, so können wir annehmen, dass diese zweiten Werte der Wirklichkeit ziemlich nahe kommen. Aber auch zwischen beiden Reihen beträgt der Unterschied höchstens 0,09, im Mittel nur 0,05, zum Teil sogar nur 0,01. Betrachten wir die relativen Grössen, so zeigt sich hier dasselbe Verhältnis wie bei der ersten Tabelle. Wiederum liefern Transformationszeiten uns kleine Werte, während Zeiten der Transgression grosse aufweisen. Das letztere gilt hier auch vom Kambrium, das alle anderen Perioden der Erdgeschichte durch die relative Grösse seiner antipodischen Kontinentalgebiete übertrifft. Ihm folgt die obere Kreide und weiterhin auch das Oberdevon, also gerade die Perioden der grossartigen Überflutungen. Noch deutlicher tritt diese Beziehung bei einer Zusammenfassung nach grösseren Zeitabschnitten hervor. Es betrug nämlich im Durchschnitt:

	Wirkliche relative Grösse			Wahrscheinliche relative Grösse
Kambrium—Jetztzeit	0,19 bezw. 0,25	mittl. Differenz	0,06	0,35 bezw. 0,37
Oligozän—Jetztzeit	0,10 „ 0,18	„ „	0,08	0,30 „ 0,32
Trias—Eozän	0,20 „ 0,26	„ „	0,06	0,37 „ 0,39
Oberkarbon	0,06 „ 0,13	„ „	0,07	0,37 „ 0,39
Kambrium–Unterkarbon	0,28 „ 0,32	„ „	0,04	0,36 „ 0,38

Fassen wir in der letzten Gruppe die Haupttransgressionszeiten zusammen, so erhalten wir für

Kambrium, Oberdevon—Unterkarbon	0,33 bezw. 0,37	mittl. Differenz	0,04	0,32 bezw. 0,34
Untersilur—Unterdevon	0,24 „ 0,28	„ „	0,04	0,38 „ 0,40

Die Transgressionszeiten besitzen also nicht bloss absolut, sondern auch relativ grössere antipodische Kontinentalgebiete. Da diesem

Digitized by Google

nun nicht eine grössere Wahrscheinlichkeit antipodischer Kontinentalgebiete gegenüber steht, im Gegenteil während der Transgressionen dieselbe eher geringer ist, so passt dieser Umstand sehr gut zur Tetraederhypothese, sagt er doch nichts anderes aus, als dass während der Transgressionszeiten Land und Meer weniger ausgeprägt antipodisch gelegen sind als während der Faltungsperioden. Es wird dies weiter unten noch schärfer hervortreten. Bemerkenswert ist auch, dass die mittlere Differenz der beiden Grenzwerte in den Transpressionszeiten im Mittel geringer ist, eine Folge des äquatorialen Gebietes.

Vergleichen wir nunmehr die wirkliche mit der wahrscheinlichen relativen Grösse, so fällt uns auf den ersten Blick ins Auge, dass die erstere fast durchweg hinter der letzteren zurückbleibt, zum Teil sogar ziemlich beträchtlich, wie besonders im Oberkarbon. Dies berechtigt uns also zu der Annahme, dass die antipodische Lage von Land und Meer tatsächlich ein auffälliges Moment in der Gliederung der Erdoberfläche ist. Nur in ganz wenigen Fällen, nämlich im Cenoman und besonders im Kambrium tritt eine Umkehrung des Verhältnisses ein, was aber gegenüber den anderen Zahlen nicht ins Gewicht fällt, zumal es sich hier um ausgeprägte Transgressionsperioden handelt, in denen an sich grosse Werte für die antipodischen Landgebiete zu erwarten waren. Um einen zahlenmässigen Ausdruck zu gewinnen, der zur Vergleichung geeignet ist, teilen wir die wirkliche durch die wahrscheinliche relative Grösse der Gebiete; der erhaltene Quotient gibt uns dann an, welcher Bruchteil des Landgebietes, für das wir Landantipoden erwarten könnten, in Wirklichkeit solche besass. Bezeichnen wir der Kürze wegen die Gesamtgrösse des Landes mit L, die Grösse des wirklich antipodisch-kontinentalen Landes mit A, so ergibt, da die Erdoberfläche 510 Mill. qkm beträgt, sich für den Antipodismus des Landes der Ausdruck

$$\frac{A}{L} : \frac{L}{510} = \frac{510\,A}{L^2}.$$

Es ist klar, dass wir nach dem Vorhergehenden auch hier zwei Wertreihen werden angeben müssen, ohne und mit Einrechnung der polaren Gebiete. Da im ersten Falle beide Werte zu klein angenommen sind, so lässt sich von vornherein nicht sehen, ob in dem einen oder dem anderen Falle der Antipodismus einen grösseren Wert besitzt. Da in unserem Falle die notwendige Vergrösserung von L zu 10 Mill. qkm angenommen wurde, so müssen die Werte der zweiten Reihe grösser werden als die der ersten, sobald die

Digitized by Google

Differenz der beiden Werte für die absolute Grösse der antipodischen Landgebiete $A_2 - A_1$, d. h. also die Grösse des polaren Gebietes

$$A_p > \frac{20\,A\,L + 100\,A}{L^2}.$$

Es wird sich zeigen, dass diese Bedingung überall erfüllt ist.

Es folgt nun die Zusammenstellung der Prozentsätze des Antipodismus. Dieser betrug:

Gegenwart	31 % bezw.	57 % Differenz	26
Diluerum	30 „ „	53 „ „	23
Pliozän	39 „ „	57 „ „	18
Miozän	35 „ „	55 „ „	20
Oligozän	34 „ „	61 „ „	27
Eozän	61 „ „	74 „ „	13
Senon	64 „ „	82 „ „	18
Cenoman	91 „ „	109 „ „	18
Neokom	35 „ „	47 „ „	12
Malm	71 „ „	76 „ „	5
Lias, Dogger	58 „ „	67 „ „	9
Keuper	27 „ „	42 „ „	15
Untertrias	37 „ „	49 „ „	12
Oberstes Karbon	11 „ „	29 „ „	18
Oberkarbon	19 „ „	35 „ „	16
Unterkarbon	35 „ „	54 „ „	19
Oberdevon	85,7 „ „	86,5 „ „	0
Unterdevon	64 „ „	66 „ „	2
Obersilur	69 „ „	73 „ „	4
Untersilur	79 „ „	80 „ „	1
Oberkambrium	103 „ „	112 „ „	9
Unterkambrium	128 „ „	135 „ „	7

Diese Tabelle beweist zunächst einmal durch Zahlen, dass nur in ein paar Transgressionszeiten der Prozentsatz vom antipodisch gegenüberliegenden Lande der war, der er nach der Wahrscheinlichkeitslehre hätte sein müssen, bestätigt also die Auffälligkeit des Phänomens. Andererseits zeigt aber auch sie den Unterschied zwischen Faltungs- und Transgressionszeiten. Die letzteren zeigen einen hohen Prozentsatz von antipodisch gegenüberliegendem Lande und grösstenteils eine geringe Differenz zwischen den beiden Wertreihen, während in den Faltungszeiten die Grenzwerte einander ferner stehen. Auch hier sollen dies die entsprechenden Durchschnittswerte zeigen, wie folgt:

Digitized by Google

Kambrium—Jetztzeit	55 %	bezw.	68 %	Differenz	13
Oligozän—Jetztzeit	34 „	„	57 „	„	23
Trias—Eozän	56 „	„	68 „	„	13
Oberkarbon	15 „	„	32 „	„	17
Kambrium—Unterkarbon	81 „	„	87 „	„	6
(Kambrium, Oberdevon)	106 „	„	111 „	„	5
(Untersilur—Unterdevon, Unterkarbon)	62 „	„	68 „	„	6

Die ersten Zahlen zeigen, dass während der ganzen betrachteten Zeit mehr Land dem Meere gegenüberlag, als es nach dem Verhältnis zwischen Land und Meer hätte sein müssen. Die anderen aber zeigen deutlich den Unterschied zwischen Deformations- und Transgressionsperioden. Wir können demnach das Resultat der bisherigen Betrachtungen in folgenden Sätzen zusammenfassen:

1. Während der Erdgeschichte, soweit wir von ihr genauere Kenntnisse besitzen, liegen dem grösseren Teile der kontinentalen Gebiete ozeanische antipodisch gegenüber.
2. Der Prozentsatz von Land, das dem Lande gegenüber liegt, ist fast durchgängig geringer, als es nach dem Verhältnis zwischen der Flächengrösse von Land und Meer zu erwarten wäre.
3. Zwischen Zeiten der Gebirgsbildung (Regressionen) und solchen der Transgressionen ist ein bemerkenswerter Unterschied zu verzeichnen, indem in diesen mehr Land dem Lande gegenüberliegt als in jenen, während man nach der Gesamtgrösse des Landgebietes das Umgekehrte erwarten sollte.
4. Infolgedessen kann die antipodische Lage von Land und Meer nicht nur für die Gegenwart sondern auch zum mindesten für die seit dem Kambrium verflossene Zeit als Beweis für die Tetraederhypothese ins Feld geführt werden, und zwar müssen den Faltungsperioden Zeiten der tetraedrischen Deformation, den Transformationsperioden Zeiten der sphäroidischen Rückbildung entsprechen.

Man könnte nun noch die antipodischen Gebiete betrachten, wo Meer dem Meere gegenüberliegt, doch ist das überflüssig, da wir hier zu ganz entsprechenden Resultaten wie bei dem Lande kommen müssen, wie sich durch eine einfache Vergleichung zeigen lässt. Bezeichnen wir nämlich mit L die Gesamtgrösse des Landes, mit O die der Ozeane und mit den entsprechenden kleinen Buchstaben die Grösse der Gebiete, die gleichartigen antipodisch gegenüberliegen, so ist wie schon erwähnt, die Wahrscheinlichkeit, dass Land dem Lande,

Digitized by Google

Meer dem Meere gegenüberliegt $= \frac{L}{510}$ bez. $\frac{O}{510}$, die wahre relative Grösse der gleichen Gebiete aber $\frac{l}{L}$ bez. $\frac{o}{O}$. Es gelte nun

$$\frac{l}{L} < \frac{L}{510}.$$

Da nun $L + O = 510$, so gilt auch

$$\frac{O}{510} < 1 - \frac{l}{L}.$$

Nun ist weiter $L - l = O - o$, da dies die Gebiete sind, in denen Land dem Meere gegenüberliegt. Wir erhalten also

$$\frac{O}{510} < \frac{O - o}{L}$$

$$\text{oder } \frac{L}{510} < 1 - \frac{o}{O}.$$

Wird hier $\frac{L}{510}$ wie oben ersetzt, so folgt daraus

$$1 - \frac{O}{510} < 1 - \frac{o}{O}$$

$$\text{oder } \frac{o}{O} < \frac{O}{510}.$$

Das ist aber eben der mathematische Ausdruck für unsere Behauptung.

Dagegen ist es nicht ohne Interesse, die Lage der antipodischen Landgebiete zu verfolgen, denn diese sind durchaus nicht gleichmässig über die ganze Erdoberfläche verteilt. Auf der beigegebenen Karte sind in schwarzer Farbe die Gebiete abgegrenzt, innerhalb deren in der Zeit seit dem Kambrium mindestens einmal Land dem Lande gegenüberlag. Die Grenzen sind dort nur gestrichelt, wo, wie im Gebiete des Grossen Ozeans und dem antipodisch dazu liegenden Afrika die Grenzen nur ganz hypothetische sind. Naturgemäss gehören die einzelnen Gebiete paarweise zusammen. Wir sehen auf dieser Karte, dass sich solcher Gebiete acht unterscheiden lassen. Da deren Dimensionen wegen der Merkatorprojektionen zu Trugschlüssen führen könnten, so seien für diese die Dimensionen wie folgt angegeben:

	Mill. qkm.		
Sundanesisches Gebiet	66 bezw. 79	Südamerikanisches Gebiet	
Arktisches „	12	Antarktisches „	
Hawaii- „	5	Madagaskar- „	
Gebiet des Oberen Sees	0,1	Kerguelen- „	

Digitized by Google

Im ganzen nehmen also diese Gebiete eine Fläche von 155 bez. 191 Mill. qkm ein, je nachdem wir die unsicheren Gebiete nicht mitrechnen oder es tun, d. h. 30 bez. 37 % der Erdoberfläche. In $^2/_3$ derselben haben also niemals antipodische kontinentale Gebiete gelegen und die Karte zeigt, dass dies nicht etwa nur ozeanische Gebiete waren, sondern dies gilt in erster Linie von den drei nordischen Massiven, den Eckflächen des Lapparentschen Tetraedroids, sowie überhaupt vom grössten Teile der Kontinente Asien, Afrika, Nordamerika und Europa. Nur Südamerika fällt ganz und Australien zum Teil in dieses Maximalgebiet der antipodischen Kontinente. Besonders in den Breiten von 60° N bez. S herum, in denen eben die nordischen Massive und im Süden der zusammenhängende Wassergürtel liegen, fehlten dauernd antipodische Landgebiete. Überhaupt ist die zonale Verteilung nicht ohne Interesse. Um nicht zu weit ins einzelne uns zu verlieren, fassen wir auch hier längere Zeitabschnitte ins Auge, bei deren Abgrenzung wir uns aber weniger auf die Grösse als auf die Lage der antipodischen Kontinentalgebiete stützen. Wir nehmen dann am besten fünf Abteilungen an, deren Grenzen aus den unten folgenden Zusammenstellungen sich ergeben. Auch sei nur das genauer zu begrenzende äquatoriale Gebiet berücksichtigt, von dem polaren dagegen abgesehen. Wir stellen zunächst zusammen, wie viel Meridiangrade im Mittel in jedem gemessenen Gürtel auf die antipodischen Kontinentalgebiete entfallen.

	58°				50°					40°		30°		20°		10°		0°
Kambrium—Jetztzeit	1	2	5	7	7	9	11	13	13	15	19	23	26	37	45	51	62	
5 Oligozän—Jetztzeit	2	6	8	8	8	8	8	9	8	10	12	14	11	10	12	18	31	
4 Cenoman—Eozän	4	8	14	16	16	19	21	23	23	31	44	55	65	65	40	17	21	
3 Lias—Neokom	—	—	2	6	9	15	19	22	25	25	25	29	31	38	50	67	88	
2 Oberkarbon—Keuper	—	5	8	11	13	14	17	19	19	19	23	27	14	10	16	20	18	
1 Kambrium—Unterkarbon	—	—	—	—	—	2	3	4	5	6	8	12	25	61	86	99	116	

Wir sehen in der Hauptreihe sowohl wie in drei der Teilreihen eine im grossen und ganzen ununterbrochene Zunahme nach dem Äquator hin. Dabei ist noch zu beachten, dass diese drei Reihen nach der Mächtigkeit der sie repräsentierenden Schichten 76 %, dass schon die zwei ganz ungestört zunehmenden Reihen 73 % der seit

Digitized by Google

dem Beginn des Kambrium verflossenen Zeit repräsentieren! Auch im ganzen ist bei allen in Betracht kommenden Formationen das Maximum der Längenentwickelung der antipodischen Kontinentalgebiete am Äquator gelegen. Diese haben ihr absolutes Maximum im Untersilur mit 140°, dann folgen Kambrium mit 135°, Devon mit 114°, Obersilur mit 111°, Jura mit 107°. In den beiden anderen Reihen erscheint die Maximallängenentwickelung verschoben und zwar in der mesokänozoischen Reihe auf 20°, in der paläomesozoischen Reihe auf 30°. Im einzelnen liegen die Maxima

im Eozän und Cenoman	zwischen	15	und	20°
im Senon	„	20	„	25°
in Oberkarbon	„	25	„	30°
in der Trias	„	40	„	45°

Wegen des beträchtlichen Unterschiedes zwischen Karbon und Trias könnte man daran denken, die dritte Teilreihe zu spalten. Dann würden unsere hier angewandten Zeitabschnitte sich mit den oben angegebenen in direkte Parallele setzen lassen. Indessen steht die Lage der Hauptlängenentwicklung offenbar in keiner Beziehung zu den Transgressions- und Regressionsperioden. Das Übergewicht des Äquatorialgebietes tritt noch schärfer hervor, wenn wir statt der Längengrade die ihnen entsprechende mittlere Zahl von Mill. qkm einsetzen, die auf eine Gradfeldzone entfallen. Wir erhalten nämlich folgende Zahlen:

	58°		50°					40°		30°		20°		10°		0°
Kambrium—Jetztzeit	1	1	4	6	6	8	10	12	12	15	20	25	30	44	54	62	76
5 Oligozän—Jetztzeit	1	4	6	6	6	6	7	8	8	10	13	15	13	12	14	22	38
4 Cenoman—Eozän	3	6	11	13	13	16	19	21	22	30	47	61	74	77	48	21	26
3 Lias—Neokom	—	—	2	5	7	13	17	20	24	25	27	32	35	45	60	82	107
2 Oberkarbon—Keuper	—	3	6	8	10	12	15	17	18	18	24	29	14	11	19	24	22
1 Kambrium—Unterkarbon	—	—	—	—	—	2	3	4	5	6	8	13	29	52	103	121	142

Über die drei ansteigenden Teilreihen ist nichts Neues zu sagen. Überhaupt tritt nur in der mesokänozoischen Reihe eine kleine Verschiebung insofern ein, als ihr Maximum sich zwischen 20 und 15° verschiebt.

Digitized by Google

Auf der beigegebenen Karte sind weiterhin die Gebiete abgegrenzt, die mindestens während eines der oben angegebenen Zeitabschnitte permanent antipodisch kontinental geblieben sind. Um diese Gebiete besser zitieren zu können, haben wir sie als Bezirke benannt, und stellen nunmehr deren Flächengrösse übersichtlich zusammen, die Grössen auf halbe Mill. qkm abgerundet und die antipodischen Gebiete zusammengestellt:

	Periode	5	4	3	2	1	
Arktisches—Antarktisches Gebiet	je	6	8	3,5	5,5	2	Mill. qkm
Amazonas—Borneo-Bezirk	„	—	—	5	—	1,5	„ „
Brasilischer—Karolinen-Bezirk	„	—	—	—	—	2	„ „
Texanischer—Neu Amsterdam-Bezirk	„	—	—	—	0,25	—	„ „
Patagonischer—Chinesischer-Bezirk	„	2,5	5,5	4,5	0,25	—	„ „
Sudan—Polynesicher Bezirk	„	—	3,5	—	—	—	„ „
Gesamtes Gebiet		18	34	26	12	12	Mill. qkm.

Bei der Betrachtung dieser Zahlen muss man aber ins Auge fassen, dass sie sehr verschieden langen Zeitabschnitten entsprechen. Je länger nun eine Periode ist, um so weniger werden wir die Permanenz von Gebieten erwarten dürfen. Wir können also an sich die Permanenz für der Länge der Zeit indirekt proportional ansehen. Da zum Beispiel die beiden ältesten Perioden der Gesamtgrösse der permanenten Gebiete nach übereinstimmen, so ist in Wirklichkeit die erste weit längere Periode in höherem Grade zur Konstanz geneigt. Würde die indirekte Proportion richtig sein, so wären Zeit und Flächengrösse ein Produkt von konstantem Werte, so aber kann dieses Produkt für uns ein gut vergleichbares Mass für die Grösse der Permanenz abgeben. Setzen wir die Zeit seit Beginn des Tertiärs als Einheit[1]), so erhalten wir folgende Zahlenwerte:

	Zeit	Zeit × Fläche
Oligozän—Jetztzeit	0,8	14
Cenoman—Eozän	0,533	18
Lias—Neokom	1,667	43
Oberkarbon—Keuper	6,25	75
Kambrium—Unterkarbon	18,25	219
	27,5	

Wir finden also eine im Laufe der Zeit eintretende unzweifelhafte Verringerung der Permanenz, für die sich zunächst schwer ein

[1]) Vgl. hierzu Naturwissenschaftliche Rundschau XXI, 1906, S. 661.

Digitized by Google

Grund dürfte angeben lassen. Die Zyklen in der Erdentwickelung können damit keinesfalls etwas zu tun haben.

Fassen wir noch längere Zeitabschnitte ins Auge, so gibt es zunächst ein paar dauernd antipodisch gelegene Landflächen in Grönland, auf dem Baffinland und auf dem Viktorialande, die zusammen reichlich 2 Mill. qkm umfassen. Es sind dies ziemlich dieselben Gebiete, die innerhalb des nördlichen Polarkreises seit dem Kambrium dauernd Land geblieben sind. Es schliessen sich dann weiter in der Nachbarschaft Gebiete an, die wenigstens seit dem Karbon permanent Landantipoden besessen haben. Dagegen reicht ausserhalb des polaren Gebietes die Permanenz von jetzt antipodischen Landgebieten nicht über die Trias zurück und zwar nur in Südchina zwischen Jangtsekiang und Kanton beziehentlich, im oberen Stromgebiete des Salado in Argentinien in einer Ausdehnung, die nur etwa je 1/4 Mill. qkm beträgt. Alles andere ist auf der Karte direkt zu ersehen.

Auch in diesem zweiten Teil unserer Erörterung können wir unsere Resultate in ein paar kurze Sätze zusammenfassen:

5. Die nicht polaren antipodischen Landgebiete sind am stärksten am Äquator entwickelt und zwar liegen ihre Schwerpunkte etwa unter 130° und 310° O bei Halmahera bez. an der Mündung des Amazonenstromes. also etwa 40° östlich von den Schnittpunkten der Mediterranorthodrome mit dem Äquator.
6. Vom Kambrium bis zur Jetztzeit ist ausserhalb des polaren Gebietes eine fortschreitend zunehmende Veränderlichkeit der Lage bei den antipodischen Kontinentalgebieten zu verzeichnen.
7. Im polaren Gebiete ist die Permanenz grösser als im äquatorialen.

Während die früher aufgestellten Sätze mit der Tetraederhypothese in auffälliger Übereinstimmung sich befanden, zeigen diese zu ihr keine direkten Beziehungen. Immerhin ist der fünfte Satz wegen seiner Beziehungsnahme auf den mittelmeerischen Gürtel wesentlich, dessen Ausbildung sich ja ebenfalls durch die Tetraederhypothese erklären lässt. Der siebente Satz dürfte sich dadurch erklären, dass im polaren Gebiet der Spielraum für das Auftreten antipodischer Landflächen ein weit geringerer ist, und dass hier die nordischen Kontinente dauernd weit in das arktische Gebiet übergegriffen haben infolge der Tendenz zur Verbreiterung nach Norden hin, die ihnen nach der Tetraederhypothese inne wohnen muss.

Es erübrigt nun noch einige kurze Angaben über die Gebiete zu geben, die während der einzelnen Erdperioden antipodische Kontinente

Digitized by Google

bildeten, da eine kartographische Darstellung derselben entweder eine grössere Anzahl von Karten erfordern oder undeutlich ausfallen würde. Wir beschränken uns dabei auf das äquatoriale Gebiet, da beim polaren der Grenzverlauf sich nicht mit dem wünschenswerten Grad von Genauigheit feststellen lässt. Während des Kambrium zeigt das antipodische Landgebiet die geschlossensten Umrisse. Es umfasst Hainan, das untere Mekhonggebiet, Malakka, Sumatra und erstreckt sich von hier ostwärts bis über die Salomonen und an die Marshall-Inseln heran, auch Nordaustralien und die Halbinsel York mitumfassend. Diesem Gebiete entsprechen Südamerika nördlich des Wendekreises, die kleinen Antillen und Puerto Rico, sowie der tropische Teil des Atlantischen Ozeans zwischen dem erwähnten Gebiete und Senegambien. Im Untersilur fallen von diesen Gebieten Nordaustralien und der grösste Teil von Neu-Guinea weg, dagegen schliessen sich an sie an Siam bez. Mittelamerika, die grossen Antillen, Florida und die Küsten der südatlantischen Unionstaaten, ferner ein Gebiet südlich des Oberen Sees, sowie im Westen Nordamerikas ein Gebiet vom Colorado südwärts bis zu 20° N, und die entsprechenden ozeanischen Gebiete. Das letztere Gebiet dehnt im Obersilur bis zum Columbia sich aus. Dafür wird aber das antipodische Gebiet anderwärts beträchtlich verkleinert. Der nord- und mittelamerikanische Anteil, Venezuela und Guayana bez. Java, Südostborneo, Celebes, die kleinen Sundainseln und Molukken scheiden aus, und das antipodische Landgebiet erscheint in Asien nach Norden, in Amerika nach Süden verschoben. Gerade entgegengesetzt kann man das Devon charakterisieren. Das amerikanische Gebiet umfasst jetzt in Amerika das Gebiet vom nördlichen Wendekreis bis zum Amazonenstrom, sowie den Küstenteil des brasilischen Grenzlandes, woran sich ein beträchtlicher Teil des tropischen Atlantischen Ozeans anschliesst. Im Osten umfasst das Gebiet von jetzigen Landgebieten Australien westlich von 120° O und nördlich vom Wendekreise, Neu-Guinea, die Salomonen, Molukken, die Sundainseln ohne Nordborneo Malakka, im Unterdevon auch einen grossen Teil von Hondo, Shikoku und Kiuschiu. Im Unterkarbon ist eine beträchtliche Verkleinerung eingetreten, die im Oberkarbon fortschreitet. Im ersten sind drei Paar antipodische Landgebiete vorhanden, ein kleines in Georgia und Virginien, ein grosses im Amazonenstromtiefland bez. Borneo, Südformosa, die Philippinen, Nordcelebes und Halmahera sowie die Palau-Inseln umfassend, und ein mittleres zwischen dem Rio de la Plata und 40° S bez. der Mandschurei und Nordkorea. Bis zum

Digitized by Google

Oberkarbon tritt die grösste bisher zu verzeichnende Verschiebung ein, indem nur ganz minimale Gebiete die ganze Karbonzeit hindurch antipodisches Land blieben. Aus diesem Grunde wurde hier die Grenze des ersten Zeitabschnittes angenommen. Das Unionsgebiet hat sich nach Südwesten bis zum Rio Grande del Norte ausgedehnt. In Südamerika umfasst es jetzt Venezuela und Guayana, sowie einen kleinen Bezirk bei Buenos-Aires, ein schmaler Streifen reicht von Guayana zu den Kap Verdischen und Kanarischen Inseln herüber. Im Osten gehören ihr an die kleinen Sundainseln, Celebes, die Molukken, Neuguinea und der mittlere Teil des Korallenmeeres bez. China zwischen dem unteren Hoangho und Jangtsekiang. Im obersten Karbon fallen von den genannten Gebieten Venezuela und Guayana sowie die südaustralischen Inseln weg. Bei weitem umfangreicher sind die antipodischen Landgebiete in der Trias. Ein erstes grosses Gebiet umfasst Uruguay, Argentinien, Patagonien und Chile ausschliesslich der Küstenkette die Falkland-Inseln bez. China, Korea, die Mandschurei, das obere Amurgebiet und den Baikalsee; das zweite reicht von Südtexas nach Columbien und der venezuelanischen Cordillere folgend nach Trinidad, sowie weiter zu den Kap Verdischen Inseln, nach Marokko, Südspanien, Portugal und Galicien. Ihm entsprechen die Meeresteile südwestlich und südlich des Sundainselbogens, die nördlichsten Distrikte von Australien und der westliche Teil der beiden neuseeländischen Inseln. Im Keuper fallen von diesen Gebieten weg das Land zwischen Texas und Honduras, und zwischen Kap Verde und Südspanien, sowie zwischen Australien und der Nordinsel von Neuseeland. Im Jura sind die beiden getrennten Gebiete der Triaszeit verschmolzen zu einem. Dieses umfasst in Amerika in der Hauptsache die Ebenen Patagoniens, Argentiniens, sowie das ganze Amazonasgebiet und Guayana und erstreckt sich von hier bis Südmarokko. Im Osten umfasst das entsprechende Gebiet den grössten Teil von Melanesien, die ostindische Inselwelt ohne Java, Malakka, das Mündungsgebiet des Mekhong, China, Korea, Südjapan, die Mandschurei und das obere Amurgebiet. Letzteres ist im Malm abzuziehen. Dazu kommen noch zwei kleine antipodische Gebiete in Nordportugal und bei Neuseeland. Wenden wir uns nun der Kreidezeit zu, so zeigt das Neokom ähnliche Verhältnisse wie der Malm. Doch reicht das Hauptgebiet in Asien nur südwärts bis Formosa, in Amerika nordwärts bis Paraguay. Andere Gebiete bilden die Inseln zwischen Borneo und Java bez. Neuguinea, sowie Guayana und Venezuela. In der oberen Kreide erscheinen die ersten Gebiete

Digitized by Google

verkleinert und westwärts verschoben. Sie nehmen das Baikalgebiet ein und erstrecken sich von hier nach China, während sie entsprechend die chilenisch-patagonischen Kordilleren, Nordargentinien und Südbrasilien umfassen. Hieran schliessen sich die hypothetischen pazifischen Gebiete, denen Tibet und der grösste Teil des Sudan entspricht, sowie Spanien, während ihm Neuseeland und die Inselfluren zwischen den Salomonen und den Marqueses angehören könnten. Das malaiische Gebiet ist auf Celebes und die Molukken beschränkt. Endlich gehören hierher auch die auf der Karte als Hawaii- bez. Madagaskargebiet bezeichneten Gegenden. Wir kommen nun zum Tertiär. Im Eozän liegen die Verhältnisse ganz ähnlich wie in der oberen Kreide; doch ist das malaiische Gebiet auf Teile von Celebes beschränkt, ebenso sind das Hawaii- und das Madagaskargebiet verschwunden. Dafür kommen jetzt als antipodische Landgebiete auch Ostturkestan, das untere Mekhonggebiet, Mittelarabien, Südirland, die Bretagne, Bolivia, Peru und Ecuador in Frage. Im Oligocän fallen die pazifischen Gebiete weg, sowie die afrikanisch-arabischen und innerasiatischen, ebenso auch die europäischen bis auf das asturisch-pyrenäische Gebiet. Seit dem Miozän sind die antipodischen Gebiete beschränkt auf Südamerika südlich von 30° S und seinen andinen Teil des Tropengebietes, sowie auf das Baikalgebiet, die Mandschurei, China, das untere Mekhonggebiet, Malakka, die grossen Sundainseln und die Philippinen. Zwischen dem 25. und 50. Breitengrad ist aber während des Miozän und des Diluvium zeitweise die östliche Hälfte abzuziehen.

Es charakterisieren sich also die fünf angenommenen Zeitabschnitte etwa wie folgt. Während vom Kambrium bis zum ersten Karbon die Hauptlandantipodengebiete am Äquator liegen, verschieben sie sich nach einer beträchtlichen Einschränkung im Oberkarbon nach Ostasien und Patagonien. Während des dritten Zeitabschnittes sind gewissermassen diese beiden Gebiete vereint. Im vierten verschwindet wieder das äquatoriale Gebiet, das in der gemässigten Zone gelegene verschiebt sich westwärts und es kommen ein afrikanisches und pazifisches neu hinzu. Seit dem Oligozän endlich bilden ähnliche Gebiete den Mittelpunkt wie im Jura und Neokom, nur haben die antipodischen Gebiete beträchtlich geringere Ausdehnung. Dies wird ja auch durch die auf der Karte eingezeichneten Permanentgebiete illustriert. Auffällig ist hierbei, dass im grossen und ganzen die antipodischen Gebiete immer in sehr benachbarten Gebieten auftreten, nicht nur im äquatorialen Gebiete sondern auch

Digitized by Google

im polaren, wo sie besonders um Grönland und den arktischen Archipel Nordamerikas bez. um Viktoria- und Wilkesland sich gruppieren. Wir könnten dies zu einem achten Satze formulieren:

8. Während der Zeit seit dem Kambrium treten antipodische Landgebiete vorwiegend auf in Ostasien und dem malaiischen Gebiet, in Südamerika, in Grönland und im Viktorialand einschliesslich ihrer westlichen Nachbargebiete. Sie fehlen völlig im grössten Teile Nordamerikas, Europas und Nordasiens, besonders in deren archäischen Massiven, sowie in Mittelafrika.

Digitized by Google

IV.

Das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873.

Von

Oberstleutnant **E. G. Harboe** in Kopenhagen.

Mit Tafel II.

Dass Professor Höfer die Zeitangaben für das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873 zur Darstellung einer „Homoseiste" benutzte, hat unter den Seismologen so viel Aufmerksamkeit und Nachahmungslust erregt, dass es wohl begründet sein dürfte die Anwendung der vom Verfasser in seinen früheren Abhandlungen in dieser Zeitschrift dargestellten Herdlinientheorie auf dieselben Zeitangaben zu versuchen und das hierdurch erreichte Resultat mit demjenigen Höfers zu vergleichen.

Auf der Karte in der beifolgenden Tafel I ist das Resultat, das die Herdlinientheorie gibt, gezeigt. Ebenso wie in den früheren Abhandlungen sind auf dieser Karte angegeben:

1. Die Lokalitäten, deren Zeitangaben in grösserem oder kleinerem Umfang benutzt sind, mit Hinzufügung der betreffenden Zeitangabe. Die Lokalitäten sind in Übereinstimmung mit der folgenden Tabelle I numeriert, und diese Zahlen sind zum Unterschiede von den Zahlen der Zeitangaben unterstrichen.

2. Die Zeitkurven, die aus denselben Zeitangaben hergeleitet werden können. Sie sind mit unterbrochenen Linien gezeichnet und ihre Zeit ist eingeklammert beigefügt.

3. Die Herdlinien, die durch die genannten Zeitkurven angegeben sind. Sie sind mit vollen Linien gezeichnet, mit römischen Zahlen

Digitized by Google

benannt, und an näher bezeichneten Stellen derselben ist ihre Zeit beigefügt.

4. Zur näheren Orientierung endlich die Küstenlinien und die wichtigsten Wasserläufe nebst der von Höfer angegebenen Begrenzungslinie des Schüttergebietes, die punktiert gezeichnet ist. Der Punkt E ist das von Höfer angegebene Epizentrum zwischen Belluno und dem N-Ende des Sees St. Croce (46° 7,4′ n. Br., 9° 57,4′ E. v. Paris = 12° 17,′9 E. v. Gr.).

Die benutzten Zeitangaben sind in der folgenden Tabelle I in derselben Reihenfolge wie in der Abhandlung Höfers aufgeführt. Wie aus dieser Tabelle, in welcher alle von Höfer benutzten Zeitangaben mitgenommen sind, ersichtlich, ist hier den Zeitangaben den späteren Erfahrungen nach ein etwas anderes Gewicht als bei Höfer beigemessen. Wo Angabe über die Art der ursprünglichen Zeitangabe fehlt, und deshalb ein Fragezeichen in der Rubrik „Art der Zeit" der Tabelle beigefügt ist, wird der Zeitangabe kein Gewicht beigemessen, Venedig ausgenommen, dessen Zeitangabe wegen der Bedeutung der Stadt kaum anderer Art als die Ortszeit sein kann. Für Belluno muss nach allem, was vorliegt, die Zeit Falbs, $4^h 45^m$ unrichtig sein oder auch einem Vorbeben gelten. Ferner scheint die Zeit Bittners, ca. 5^h, nach Rath angegeben zu sein. Fasst man nun diese Zeit mit derjenigen Lovisatos $4^h 55^m$ zusammen, muss man der ersteren ein Gewicht von 1 und der letzteren ein Gewicht von 2 beimessen, wodurch man das Mittel $4^h 56^m 40^s$ Ortszeit bekommt.

Tabelle I.

Nr.	Lokalität	Art der Zeit	Epizentrale Zeit	Gewicht der Zeitangabe nach Höfer	Gewicht der Zeitangabe nach Verf.	Bemerkung
			h m s			
1	Belluno	Ortszeit	4 56 56	—	1	Nicht benutzt v. Höfer.
2	Venedig	Ortszeit?	4 59 54	—	1	Nicht benutzt v. Höfer.
3	Padua	Ortszeit	4 59 42	3	3	
4	Trient	Ortszeit?	4 58 46	—	—	Nicht benutzt v. Höfer.
5	Neumarkt	Ortszeit?	(4 59 6)	—	—	Benutzt v. Höfer aber nicht hier.
6	Bozen	Ortszeit	4 56 58	2	2	
7	Innsbruck	Ortszeit	5 0 24	3	2	

Digitized by Google

Nr.	Lokalität	Art der Zeit	Epizentrale Zeit	Gewicht der Zeitangabe nach Höfer	Gewicht der Zeitangabe nach Verf.	Bemerkung
			h m s			
8	Kufstein	Ortszeit?	5 0 30+?	—	—	Nicht benutzt v. Höfer.
9	Toblach	Münchn: Zeit	4 57 54	3	2	
10	Lienz	Prager Zeit	5 1 30	3	2	
11	Paternion	Prager Zeit	4 59 30	3	1 à 2	
12	Rosseg	Prager Zeit?	4 59 30	—	—	Nicht benutzt v. Höfer.
13	Klagenfurt	Wiener Zeit	5 3 38	3	2	
14	Krainburg	Prager Zeit	4 57 30	2	1	
15	Laibach	Ortszeit	4 57 2	3	3	
16	Adelsberg	Wiener Zeit?	4 59 38	—	—	Nicht benutzt v. Höfer.
17	Görz	Ortszeit	4 59 38	3	2	
18	Triest	Ortszeit	4 59 6	3	2	
19	Pola	Ortszeit	5 0 2	3	3	
20	Karlstadt	Budapester Zeit?	4 58 56	—	—	Nicht benutzt v. Höfer.
21	Zell am See	Salzburger Zeit	5 2 14	—	1	Nicht benutzt v. Höfer.
22	Salzburg	{Wiener Zeit und Ortszeit}	5 1 52	{3 2}	3	
23	Kremsmünster	Ortszeit	5 2 38	3	3	
24	Summerau b. Freystadt	Prager Zeit	5 1 30	3	2	

Wie die Karte zeigt, geben die Zeiten eine Zeitkurven-Equidistanz von 14 km per Minute und das Dasein der 5 Herdlinien I—V. Eine genaue Untersuchung der Karte wird zeigen, dass die Übereinstimmung der vorliegenden Zeitangaben mit den gezeigten Herdlinien die möglichst vollständige ist. Die drei Herdlinien I—III gehen vom Epizentrum E oder von dessen Nähe aus und sind deshalb als radiäre Herdlinien zu betrachten, während die beiden anderen, IV und V, nebst dem Endteile der Herdlinie III von der Umbiegung gegen S an peripherische Herdlinien sind. Die Erschütterungen längs dem Umkreise des Potales in Roveredo, Verona, Riva, Milano, Bologna, Rimini und Urbino scheinen von peripherischen, nachbebenartigen Herdlinien herzurühren, zu deren Ermittelung es jedoch an den nötigen Zeitangaben gebricht. Die ferneren Erschütterungen jenseits der

Digitized by Google

Appenninen (in Genua und Livorno) nebst denjenigen in München, Vils und Bregenz sind dagegen als sekundärer Art zu betrachten, das heisst, sie wurden durch Bewegungen in der Erde erzeugt, die nur indirekt von den Erdbewegungen im zentralen Teil des Schüttergebietes verursacht sind. Es scheint zunächst, als ob das Erdbeben von einer Senkung der Gegenden in unmittelbarer Nähe von Belluno erzeugt wäre, welche Senkung sich auch bis in das Potal hinein erstreckt hat.

Wie aus der in der Tabelle II gegebenen Zusammenstellung der mittelst der Darstellung der Herdlinientheorie bisher gefundenen Zeitkurven-Equidistanzen per Minute hervorgeht, ist die für das Belluno-

Tabelle II.

Erdbeben	Zeitkurven-Equidistanz pr M.
Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880	33 km
Das Erdbeben von Charleston am 31. August 1886	30 „
Das Ostindische Erdbeben am 12. Juni 1897	25 à 30 „
Das Piemontesisch-Westschweizerische Erdbeben am 20. Jan. 1891	ca. 30 „
Das Erdbeben von Kumamoto am 28 Juli 1889	16 „
Das Riku-U-Beben am 31. August 1886 nebst dessen letztem Vorbeben	25 „
Das Erdbeben von Tokio am 23. Februar 1896	20 „
Das Erdbeben von Tokio am 13. Februar 1898	21 „
Das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873	14 „

Erdbeben gefundene nur sehr klein. Dies liesse sich entweder dadurch erklären, dass die Bruchflächen sich nur bis zu einer verhältnismässig geringen Tiefe in die Erdrinde hinein erstreckt hätten, oder dadurch, dass die Erdrinde in den betreffenden Gegenden besonders stark durchklüftet und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen deshalb bei entsprechender Vergrösserung der Intensität verringert worden sei, wodurch übrigens die Energie selbstverständlich eiliger oder während des Durchlaufens einer kürzeren Strecke von der Herdlinie verbraucht werden muss. Die letztere der beiden Ursachen ist unbedingt als für das Belluno-Erdbeben massgebend anzusehen. Übrigens dürfte es sehr wahrscheinlich sein, dass die Zeitkurven-Equidistanz mit dem Abstande von der Herdlinie wächst, so dass man in jedem speziellen Fall es nur mit einer allein den vor-

Digitized by Google

liegenden Verhältnissen entsprechenden, mittleren Grösse derselben zu tun hätte.

Vergleicht man nun das hier gewonnene Resultat mit demjenigen Höfer's, so sieht man, dass von der Adria-Spalte Höfer's nur der nördliche Teil und zwar in einer N—S gehenden Richtung durch die Herdlinie III angegeben ist, wogegen der südliche Teil durch die beiden Herdlinien I und II ersetzt ist, deren eine, I, die durch den St. Croce-See geht, sich längs der NE-Küste des Adriatischen Meeres zu verlängern, die andere dagegen in das Potal einzubiegen scheint. Von der Laibacher-Spalte Höfer's findet sich keine Spur im zentralen Teil des Schüttergebietes, dagegen im äussersten Teile desselben, wo sie übrigens mit dem Laibach zunächst gelegenen Teile der für das Erdbeben von Agram am 9. November 1880 gefundenen Herdlinie zusammenfällt.

Der grosse Unterschied der Resultate der Behandlung Höfer's und der Behandlung nach der Herdlinientheorie rührt hauptsächlich davon her, dass letztere eine vollständigere und eingehendere Benutzung der Zeitangaben erfordert, zum geringeren Teil aber auch daher, dass Höfer bei seiner Behandlung nicht genügend berücksichtigte, dass keine Mitteilung über irgend eine auf dem nördlichen Teile des Adriatischen Meeres gespürte Erschütterung vorliegt, und dass es deshalb nicht anzunehmen ist, dass das Schüttergebiet sich sonderlich über dasselbe hinaus erstreckt hat.

Die Vergleichung der Resultate der beiden Behandlungsarten zeigt unbedingt die Notwendigkeit, sich nicht mit dem Einzeichnen einer Homoseiste zu begnügen, sondern die gewiss schwierigere aber vollständigere und genauere Behandlungsweise der Herdlinientheorie überall, wo es überhaupt tunlich ist, zu benutzen. Nur durch das Ermitteln der Herdlinien eines Erdbebens kann man ein richtiges und deutliches Verständnis der in der Erde vorgegangenen Bewegungen, die das betreffende Erdbeben verursacht haben, gewinnen. Es ist indessen anzuraten, das Ermitteln der Herdlinien auf einem besonderen Stück Papier zu unternehmen, auf welches nur die verschiedenen Lokalitäten, für welche brauchbare Zeitangaben vorliegen, und die Isoseismen des Erdbebens eingezeichnet sind, damit geologische und andere Verhältnisse nicht irreleiten, die Zeitangaben aber voll berücksichtigt werden.

Schliesslich kann Verf. nicht umhin, möglichst kurz verschiedene Äusserungen über die Herdlinientheorie zu erwidern, welche Graf

Digitized by Google

Fde. Montessus de Ballore in einer Vorrede zur Abhandlung des Professors W. H. Hobbs „The geotectonic und geodynamic aspects of Calabria and Northeastern Sicily" (Beitr. z. Geoph., Bd. VIII) angeführt hat.

Erstens muss folgende Äusserung zur Sprache gebracht werden: „Malheureusement l'on ne peut compter sur un nombre suffisant d'exactes déterminations de temps, de sorte que la détermination ainsi faite des lignes épifocales n'a, en fin de compte, abouti qu'à tracer sur les cartes que des lignes compliquées et, ce qui est beaucoup plus grave, sans aucune relation apparente avec les traits géologiques connus de la surface".

Was die Kompliziertheit der Herdlinien betrifft, so ist dies eine untergeordnete Sache, worin man sich finden muss, wenn man nur durch die Herdlinien die richtige Kenntnis von den in der Erde vorgegangenen Bewegungen, die das betreffende Erdbeben verursacht haben, bekommen kann. Übrigens ist das Herdliniensystem in den bisher untersuchten, in der Tabelle II angeführten Fällen keineswegs so kompliziert, was am besten hervortritt, wenn man alle Zeitkurven auslässt und nur die Herdlinien selbst mit den ihnen beigefügten Zeitangaben zurückbehält.

Was die von Montessus de Ballore vermisste Verbindung unter den Herdlinien und den gekannten, geologischen Verhältnissen an der Erdoberfläche betrifft, so muss bestimmt behauptet werden, dass wir uns nicht bemühen dürfen, aus den Erdbewegungen der geologischen Vorzeiten, die ja trotz allem noch immer recht nebelig dahinstehen, besonders je länger man in die Vorzeiten zurückgeht, die in der Gegenwart stattfindenden Erdbewegungen zu ermitteln. Die Wissenschaft der Geologie behandelt die Vorzeiten, die Wissenschaft der Seismologie aber die Jetztzeit. Aller Wahrscheinlichkeit nach gibt es wohl eine gewisse Kontinuität der Erdbewegungen. Ein solches Verfahren wie das genannte würde jedoch gänzlich verfehlt sein. Dagegen muss man sich bemühen, die in der Gegenwart vorgehenden Erdbewegungen für sich allein möglichst unabhängig von geologischen und anderen Beziehungen zu erforschen und die auf diese Weise gefundenen Bewegungen mit denjenigen der geologischen Vorzeiten zu vergleichen. Wie es in „Erdbeben-Herdlinien II" näher dargestellt wurde, stehen die Herdlinien nun eben in der genauesten Beziehung zu den Bewegungen, die in der Erde vorgegangen sind und das betreffende Erdbeben verursacht haben. Wenn auch keine

Digitized by Google

besondere Schilderung der Bewegungen für jeden Fall gegeben ist, so wie es hier mit Bezug auf das Erdbeben von Belluno geschah, wird doch jedermann nach der Darstellung in „Erdbeben-Herdlinien II" durch Betrachtung der Karte über die Herdlinien eine deutliche Vorstellung von den Bewegungen erhalten können.

Als besonderen Einwurf gegen die Bedeutung der schon dargestellten Herdlinien führt Montessus de Ballore die Unzuverlässigkeit und die Mangelhaftigkeit der Zeitangaben an, auf die sie sich stützen. Leider muss man ja zugeben, dass Montessus de Ballore berechtigt ist, in dieser Beziehung einigen Zweifel zu hegen, wenn die Zeitangaben nicht auf instrumentellem Wege erreicht sind, wie es mit zwei der japanischen Erdbeben der Fall war. Mit Ausnahme dieser beiden Erdbeben, hinsichtlich deren das Einzeichnen der Herdlinien einen bestimmten Zweck verfolgte, genügt indessen schon ein sehr ungefährer Lauf der Herdlinien, um einen sehr guten Begriff von den in der Erde vorgegangenen Bewegungen, die das Erdbeben verursacht haben, zu verschaffen, und da bei dem Einzeichnen der Herdlinien passende Rücksicht auf die Isoseismen genommen wurde, und ausserdem einzelne Herdlinien in einigen, wenn auch wenigeren Fällen zum Teil durch längere vom Erdbeben erzeugte Erdspalten angegeben sind, ist wohl keine Gefahr vorhanden, dass die schon dargestellten und ebenso auch andere auf dieselbe Weise, hinlänglich umsichtsvoll und sorgfältig dargestellten Herdlinien eigentlich missweisend sein könnten.

Der Einwurf Montessus de Ballore's veranlasst übrigens zu einer erneuerten Aufforderung, in allen Gegenden, die mehr oder weniger häufig von Erderschütterungen beunruhigt werden, zahlreiche Seismoskope anzuwenden, da die Kenntnis der Zeitpunkte für den Anfang der Erschütterungen immer ein ganz unentbehrliches Mittel zum Studium der Erderschütterungen sein wird. Die Seismoskope können sehr einfach konstruiert sein, und sie können an der inneren Seite jeder soliden, einigermassen gut fundierten Aussenwand, die künstlichen Erschütterungen nicht besonders ausgesetzt ist, befestigt werden. Die von ihnen erforderte genaue Regulierung der Uhr wird auch im bürgerlichen Leben von Wert sein.

Sowohl in der oben genannten als auch in einer anderen Abhandlung („On some principles of seismic geology") von Hobbs bemüht dieser sich zu zeigen, dass Erdbeben sich am stärksten längs Bruch- oder Spaltenlinien in der Erdoberfläche äussern, und die-

Digitized by Google

jenigen Bruch- oder Spaltenlinien zu finden, welche sich in dieser Beziehung besonders auszeichnen, und welche er „seismotektonische Linien" nennt. Über diese Linien sagt Montessus de Ballore in seiner oben genannten Vorrede: „Ce sont les lignes épifocales d'Harboe pour ainsi dire matérialisées à la surface et directement vues en mouvement sans l'intermédiaire de l'observation délicate d'un élément accessoire, le temps". Hierin kann Verf. keineswegs mit Montessus de Ballore einig sein. Wegen der in „Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Erdbebenwellen" (Beitr. z. Geoph. Bd. VII) näher dargestellten Beziehung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zur Intensität der Erdbebenwellen (S. 395) ist es selbtverständlich, dass die Intensität dort vergrössert wird, wo die Wellen durch ein solches Hindernis ihrer Fortpflanzung, wie es die Bruch- und Spaltenflächen in der Erdrinde bilden, hindurch passieren sollen, besonders in der Nähe der Oberfläche, wo die Drucke kleiner und das Hindernis daher grösser ist. Selbstverständlich kann es vorkommen, dass eine Herdlinie zufällig mit einer solchen seismotektonischen zusammenfällt, und man kann sagen, dass die Herdlinie gewöhnlich nicht sehr weit von der seismotektonischen Linie gelegen sein kann, wenn letztere sich durch eine besonders grosse Intensität soll äussern können. Die seismotektonischen Linien aber als das, was Montessus de Ballore „seismogenetisch" nennt, zu betrachten, würde doch ganz unzulässig sein. Die Konsequenz würde sein, dass man die Herdlinien oder die seismogenetischen Linien allein nach den Wirkungen des Erdbebens an der Erdoberfläche würde einzeichnen können. Wie schon früher erwähnt, hat nun der Verf. dies einst mit Bezug auf das Ligurische Erdbeben am 23. Februar 1887 versucht. Zu diesem Zwecke wurden Isoseismen mit der möglichst grossen Sorgfalt und Genauigkeit nach den Intensitätsangaben in den „Annali dell' Ufficio Centrale" eingezeichnet. Es zeigte sich indessen hierbei, dass die Isoseismen sich dem Terrain so genau anschlossen, dass es nicht zu hoffen war, irgend eine Erläuterung über die Herdlinien auf diesem Wege zu erreichen. Solche Erläuterungen sind nur vermittelst der Zeitangaben im Verein mit den Isoseismen zu erreichen, und wie es im Worte selbst liegt, sind die Herdlinien die eigentlichen, seismogenetischen Linien. Es wäre deshalb sehr zu hoffen und zu wünschen, dass man mit Hilfe von Seismoskopen bald so weit gelangte, dass Herdlinien für die künftigen Erdbeben weit häufiger und mit grösserer Genauigkeit, als die Zeitangaben es bisher gestattet haben, eingezeichnet werden könnten.

Digitized by Google

Wenn im ganzen die Rede von den oben erwähnten „traits géologiques“ wird, so muss man immer eingedenkt sein, dass die Erdbebenwellen sich insofern wie ein von einer gewissen Geschwindigkeit belebtes Geschoss verhalten, dass je grösser der Widerstand gegen die Fortpflanzungsbewegung wird, desto grösser auch bei derselben Energie die Wirkung auf die Umgebungen, oder also die Intensität, werden wird. Die Ursache und die Wirkung dürfen nicht miteinander verwechselt werden.

Digitized by Google

V.

Das Erdbeben von Charleston am 31. August 1886.

Von

Oberstleutnant **E. G. Harboe** in Kopenhagen.

Mit Tafel III.

In „Erdbeben-Herdlinien" (Beitr. z. Geoph., Bd. V) wurden die Herdlinien für das Erdbeben von Charleston am 31. August 1886 dargestellt, und in „Erdbeben-Herdlinien II" (Beitr. z. Geoph., Bd. VI) wurde Seite 327 eine nur ganz kurze, orientierende Bemerkung über diese Herdlinien gemacht. Ursprünglich war der Zweck der Darstellung der genannten Linien nur der, zu zeigen, wie unter den zahlreichen, sich anscheinend widersprechenden Zeitangaben für dieses Erdbeben Übereinstimmung nachgewiesen und ein Verständnis derselben erreicht werden konnte. Nach der späteren weiteren Entwickelung der Herdlinientheorie dürfte jetzt indessen hinlänglicher Anlass vorliegen, die in der ersten Abhandlung mitgeteilten Resultate wieder zu betrachten, um zu sehen, was das anscheinend recht komplizierte Herdliniennetz uns über die in der Erde vorgegangenen Bewegungen lehrt, die das Erdbeben verursacht haben, es möge nun ein grösserer oder kleinerer Teil dieser Bewegungen schon während des Verlaufes eines gewissen Zeitraumes unmittelbar vor dem Erdbeben stattgefunden und mithin dasselbe vorbereitet haben, während der übrige Teil derselben erst beim Erdbeben selbst eintraf.

In der beifolgenden Tafel III ist die Karte über das ganze Schüttergebiet mit den gefundenen Herdlinien, der Deutlichkeit wegen doch mit Fortlassung aller Zeitkurven, wiedergegeben. Ebenso wie in der ersten Abhandlung sind die Zeiten des Entstehens der Herdlinien

Digitized by Google

denselben beigefügt, und zwar in Minuten nach dem Beginn des Erdbebens um $9^h\ 50^m$ „Standard time" angegeben, und die Herdlinien selbst, die wie gewöhnlich mit vollen Linien gezeichnet sind, während punktierte Linien die Isoseismen zeigen, sind mit römischen Zahlen auf dieselbe Weise wie in der ersten Abhandlung benannt. Auf die Karte sind noch durch unterbrochene Linien mit kurzen Linienstückchen diejenigen der in der Abhandlung des Professors W. H. Hobbs „On some principles of geology" (Beitr. z. Geoph., Bd. VIII) gezeigten, sogenannten „seismotektonischen Linien" eingezeichnet, welche in einiger Beziehung zu den gezeigten Herdlinien zu stehen scheinen, was mit dem weit überwiegenden Teil derselben der Fall ist.

Nach dem Gesamtbilde der Herdlinien im Verein mit einzelnen anderen Verhältnissen, wie den Resultaten der Untersuchungen W. Tuttles über Schwankungen des Meeresspiegels in der Nähe von New-York (Amer. Journ. of Sc., 17) und den wohlbekannten, von einer stattfindenden Senkung zeugenden Verhältnissen im sogenannten „Sink Country" um den Mississippi, ist das Erdbeben als ein Senkungsbeben zu betrachten. Eine Senkung hat sich rings um Charleston ausgebreitet, mit dieser Stadt oder deren nächsten Umgegend zum Zentrum, und sich bis ganz an das Alleghanygebirge wie auch um das S-Ende desselben erstreckend. Diese Senkung hat erstens das Erstehen der mit der Zeit 0, das heisst $9^h\ 50^m$ „Standard time", bezeichneten Teile der Herdlinien I, II, V, VI, VII, IX, X, XI und XVI verursacht. Wie von der Herdlinie VII angegeben, ist hierdurch ein ungefähr meridionaler Bruch durch das Alleghanygebirge östlich von Knoxville (ca. 82° 20'w. L.) hervorgebracht worden. Diese Teile der genannten Herdlinien finden sich hauptsächlich in oder dicht an dem Alleghanygebirge. Von hier haben die Herdlinien sich allmählich bis zum Erdbebenzentrum bei Charleston verlängert, wo das Erdbeben $1^1/_5$ Minuten später eingetroffen ist. Dass die Brüche mithin erst in und neben dem Alleghanygebirge geschehen sind, zeigt, dass dieses Gebirge eine Verstärkung oder, figürlich gesprochen, eine starke Rippe in der Erdrinde gebildet hat, welche diese daran verhinderte, sich einem auf der inneren Seite derselben wirkenden Saugen ganz anzupassen, bis sie selbst zerbrochen wurde. Das späte Entstehen der Erdbeben bei Charleston nebst der Herdlinie III, die $^1/_2$ Minute nach den Brüchen in und an dem Gebirge entstand, deutet darauf hin, dass die Senkung längs der Küste grösser gewesen ist, als tiefer im Lande. Im Verlaufe der ersten Minute

Digitized by Google

verlängerten die Herdlinien IX und XI sich zugleich bis gegen New-York, weshalb anzunehmen ist, dass die Senkung, allmählich an Grösse abnehmend, sich auch bis hierher ausgedehnt hat. Gleichzeitig mit dem Anfange des erwähnten Erdbebens, welches das „Hauptbeben" genannt werden kann, ist ein kleines Erdbeben in der Gegend SSW vom S-Ende des Michigan-Sees, und zwar dort, wo die Isoseismen eine örtliche, linienförmige Verstärkung der Intensität angeben, entstanden. Dieses 1. Lokalbeben wird durch den nördlichsten Teil der Herdlinie VII und die Herdlinie XV angegeben. Im Verlauf von $1^1/_2$ Minuten verlängerten sich die beiden Teile der Herdlinie VII zu einer fortlaufenden Herdlinie. Das Senkungsfeld des 1. Lokalbebens bildete nur ein Glied einer Reihe von Senkungsfeldern, die sich sowohl gegen NE als auch gegen S von demselben ausdehnten, und die alle Lokalbeben kurze Zeit nach dem Hauptbeben erzeugten. Hierdurch ist es zu erklären, dass die ganze Schütterfläche so gross und das Herdliniensystem so kompliziert geworden ist.

Gegen S findet sich erst das Senkungsfeld bei Cairo. Im Verlaufe von $1^1/_2$ Minuten verlängerte die Herdlinie V sich durch dieses Feld, das 2. Lokalbeben, um sich danach weiter gegen Memphis zu verlängern, wo sie $4^1/_2$ Minuten nach dem Anfange des Hauptbebens mit einer von einem dritten Senkungsfeld auf 33° n. Br. und 88–89° w. L. ausgegangenen Herdlinie zusammenfloss, welches letztere Feld eine Erschütterung, das 3. Lokalbeben, $2^1/_4$ Minuten nach dem Hauptbeben erzeugte.

NE von dem Senkungsfelde des 1. Lokalbebens findet sich ein Senkungsfeld unter dem Erie-See und S von demselben, zwischen dem See und dem Ohio. Von der Herdlinie VII schob die Herdlinie VIII sich sehr allmählich durch dieses Senkungsfeld hinaus, das hierdurch ca. zwei Minuten nach dem Hauptbeben zum Funktionieren gebracht wurde. Nach diesem 4. Lokalbeben entstand ein 5., sehr schwaches Lokalbeben am S-Ende des Champlain-Sees, drei Minuten nach dem Hauptbeben und durch die Herdlinie VII angegeben, welche einerseits nach Boston ging und sich andererseits allmählich nach dem Alleghanygebirge hin verlängerte, bis sie sich $1^1/_3$ Minuten später mit den beiden Herdlinien XII und XIII vereinigte, welche ungefähr gleichzeitig mit dem 5. Lokalbeben im Senkungsfeld des 4. Lokalbebens am Ohio entstanden waren und sich von hier aus allmählich entlang der NW-Seite und des N-Endes

Digitized by Google

des Alleghanygebirges verlängert hatten. Das Senkungsfeld des 5. Lokalbebens erzeugte schliesslich die Herdlinien XVII und XVIII, die sich dem dortigen Gebirge anzuschmiegen scheinen.

Die zehn Minuten nach dem Hauptbeben in den südlichsten Staaten entstandene Herdlinie XX ist als ein Nachbeben bildend zu betrachten.

Das Herdliniennetz zeugt also von dem Funktionieren einer fortlaufenden Reihe von Senkungsfeldern, von denen doch nur das um Charleston von hervorragender Bedeutung ist, welche von den Gegenden S von New-York sich erst gegen SW und dann gegen W, N und NE um das Alleghanygebirge bis zu den Gegenden um das S-Ende des Champlain-Sees oder N von New-York ausdehnte. Dass dieses Resultat mit den Isoseismen übereinstimmt, dürfte teilweise davon herrühren, dass der Verfasser beim Ermitteln der Herdlinien wie es in „Erdbeben-Herdlinien" angeführt ist, nicht ganz von den Isoseismen absehen konnte. Dagegen würde man aber nie imstande gewesen sein, das Resultat aus den Isoseismen allein herzuleiten. Dass die Lokalbeben als Relaisbeben durch die vom Hauptbeben ausgegangenen Erschütterungen erzeugt sein sollten, scheint nicht wohl mit den ziemlich grossen Zeitdifferenzen für das Entstehen der Beben übereinstimmen zu können, vielleicht das 1. Lokalbeben ausgenommen, wenn dieses nicht vielleicht schon vor dem Hauptbeben eingeleitet sein sollte, was die Zeitangabe, — 2 Minuten, für Grand Haven am Michigan-See könnte vermuten lassen. Auch scheinen die Beben nicht durch eine Hebung des Alleghanygebirges veranlasst sein zu können, obwohl die Wahrscheinlichkeit einer kleineren derartigen Hebung sich kaum ganz ausschliessen lässt. Die erwähnte, allmähliche Verlängerung der Herdlinien vom einen Senkungsfelde bis zum anderen dürfte dagegen davon zeugen, dass die Lokalbeben hauptsächlich durch Gleichgewichtsstörungen, die das Hauptbeben in den Massen der Erdrinde verursacht hat, erzeugt sind.

Es ist wohl selbstverständlich, dass die durch Erdbeben entstehenden Brüche in der Erdrinde vorzugsweise mit denjenigen Linien zusammenfallen, längs welchen die Erdrinde am schwächsten ist, und hierzu müssen die älteren, noch nicht ganz geheilten Bruchflächen gerechnet werden. Man kann sich selbst sagen, dass sich in allen Ländern unzählige solche Bruchflächen finden müssen, in mehrere oder wenigere Systeme eingeordnet, indem die betreffenden Bruchflächen in jedem derselben gegenseitig parallel oder fast parallel sind. Einige dieser Bruchflächen können grössere oder kleinere Verwerfungen

Digitized by Google

bilden, während die weit überwiegende Mehrzahl derselben nur „joints" bilden. Einige der Bruchflächen können in der Erdoberfläche mehr oder weniger stark hervortreten, und besonders längs solchen werden eventuelle Erdbebenwellen besonders fühlbar werden, weil sie hier bei gleichzeitiger Verminderung ihrer Fortpflanzungsgeschwindigkeit stark an Intensität gewinnen. Dass eben diese Bruchflächen in ihren tieferen Teilen noch so weit von dem zusammengewachsenen oder geheilten Zustande wären, dass sie eigentliche Schwächungslinien bilden sollten, die eventuelle, neue Brüche fördern könnten, dürfte keineswegs sicher sein. Die beiden Umstände brauchen gar nicht in gegenseitiger Beziehung zu stehen. Ausserdem kann man wohl sagen, dass die Bruchflächen so gut wie niemals ganz senkrecht sind, sondern gewöhnlich einen grösseren oder kleineren Winkel zur Lotlinie bilden. Endlich ist noch zu bemerken, dass die Bildung neuer Bruchflächen in der Erdrinde keineswegs den früheren, geologischen Zeiten vorbehalten sein kann, sondern dass solche auch in der Gegenwart entstehen müssen, und ferner noch, dass wahrscheinlich gerade die höheren Teile der Gebirge besonders von Bruchflächen durchquert werden, während sie trotz dieses Umstandes doch als verhältnismässig besonders stabil hervortreten, was darlegt, dass sie verstärkte Teile der Erdrinde sind.

Das Resultat dieser kleinen Entwickelung wird, dass die durch die Erdbeben der Gegenwart in der Erdrinde entstehenden Bruchlinien, mithin die Herdlinien der Erdbeben, wohl geneigt sein dürften, kürzere oder längere Strecken hindurch parallel zu älteren, bereits vorhandenen Bruchlinie-Systemen zu verlaufen, dass sie jedoch keineswegs immer dazu gezwungen sind, und dass es keineswegs begründet ist, sie, wie Hobbs und Montessus de Bellore es wollen, eben in denjenigen älteren Bruchlinien zu suchen, in welchen die Intensität an einzelnen Stellen am stärksten hervorgetreten ist, das heisst in den von Hobbs erwähnten „seismotektonischen Linien".

Vergleicht man nun die Herdlinien auf der nebenstehenden Karte mit den auf dieselbe Karte nach der oben erwähnten Abhandlung von Hobbs eingezeichneten, älteren Bruchlinien, die von seismotektonischer Art sein sollten, so findet man durchweg grosse Übereinstimmung in den Richtungen der Linien der beiden Arten, — gerade das Einzige, was man verlangen kann. Eine einzelne Herdlinie, VII, die man, weil sie das Alleghanygebirge durchbricht und das Hauptbeben mit dem 1. Lokalbeben verbindet, wohl sogar als die Hauptherdlinie bezeichnen kann, verfolgt selbst eine der gezeigten,

Digitized by Google

seismotektonischen Linien, wenn sie sich auch etwas seitwärts schlängelt. Der Verfasser hatte nun gar keine Kenntnis der genannten, seismotektonischen Linien, die er erst durch die Abhandlung von Hobbs gewann, und also nicht bei dem Einzeichnen der Herdlinien vor mehreren Jahren besass. Dass die Übereinstimmung unter den beiden Linienarten nicht desto weniger so gross ist, mag die Zuverlässigkeit der eingezeichneten Herdlinien erhärten.

Digitized by Google

A. Wosnessenskij. Das Erdbeben vom 9. Juli 1905 in Tannu-Ola. Vorläufige Mitteilung. (Compt. Rend. Comm. Sism. Perm. T. 2, II, St. Pétersbourg 1906.)

Eine Reihe vorläufiger Umfragen hat das Material zu einer ersten kartographischen Skizze dieses Bebens geliefert. Das gesamte Gebiet, in dem die Erschütterung noch eben merklich gewesen ist (Stärke II), erstreckt sich von Tomsk bis Stretensk, reicht nordwärts bis Kirensk und dehnt sich südwärts bis tief in die Mongolei aus. Die Isoseiste VII (Rossi-Forel) umfasst aber zum grössten Teil chinesisches Gebiet. Das Epizentrum hat annähernd in $\varrho = 50^0$ N, $\lambda = 98^0$ E. Gr. gelegen, womit die Registrationen in Irkutsk vortrefflich stimmen. Dort war übrigens die Bodenbewegung noch so stark, dass die Instrumente schon etwa $1-2^m$ nach Beginn der ersten Vorläufer aufhörten zu registrieren. Als Eintrittszeit ergibt sich aus den mikroseismischen Daten $9^h\ 40^m\ 9$ M. Gr. Z. Das epizentrale Gebiet liegt also südwestlich vom See Rossogol im Süden des Saijan-Gebirges. Als merkwürdigste tektonische Wirkung dieses Bebens ist die Bildung von zwei Erdspalten zu nennen, die in einem Abstande von etwa 40 km annähernd parallel zu verlaufen scheinen und etwa 50—120 km lang, bis 60 m tief und bis 6 m breit sind. Die Erdscholle zwischen diesen Spalten hat sich um etwa 1 m gesenkt. An zerstörenden Wirkungen wird noch über den Einsturz einiger chinesischer Fansen (Lehmhütten), sowie vieler leichter Holztempel berichtet. Da letztere gewöhnlich durch Erdbeben kaum leiden und die Gegend sehr schwach bevölkert ist, so sprechen diese Angaben für die ausserordentliche Gewalt des Stosses. Zahlreiche Nachstösse sollen noch vier Tage lang verspürt worden sein, besonders heftig am 13. Juli.

Man darf hiernach mit Recht auf die, wie wir hören, vom Verfasser unternommene ausführliche Bearbeitung dieses Bebens gespannt sein.

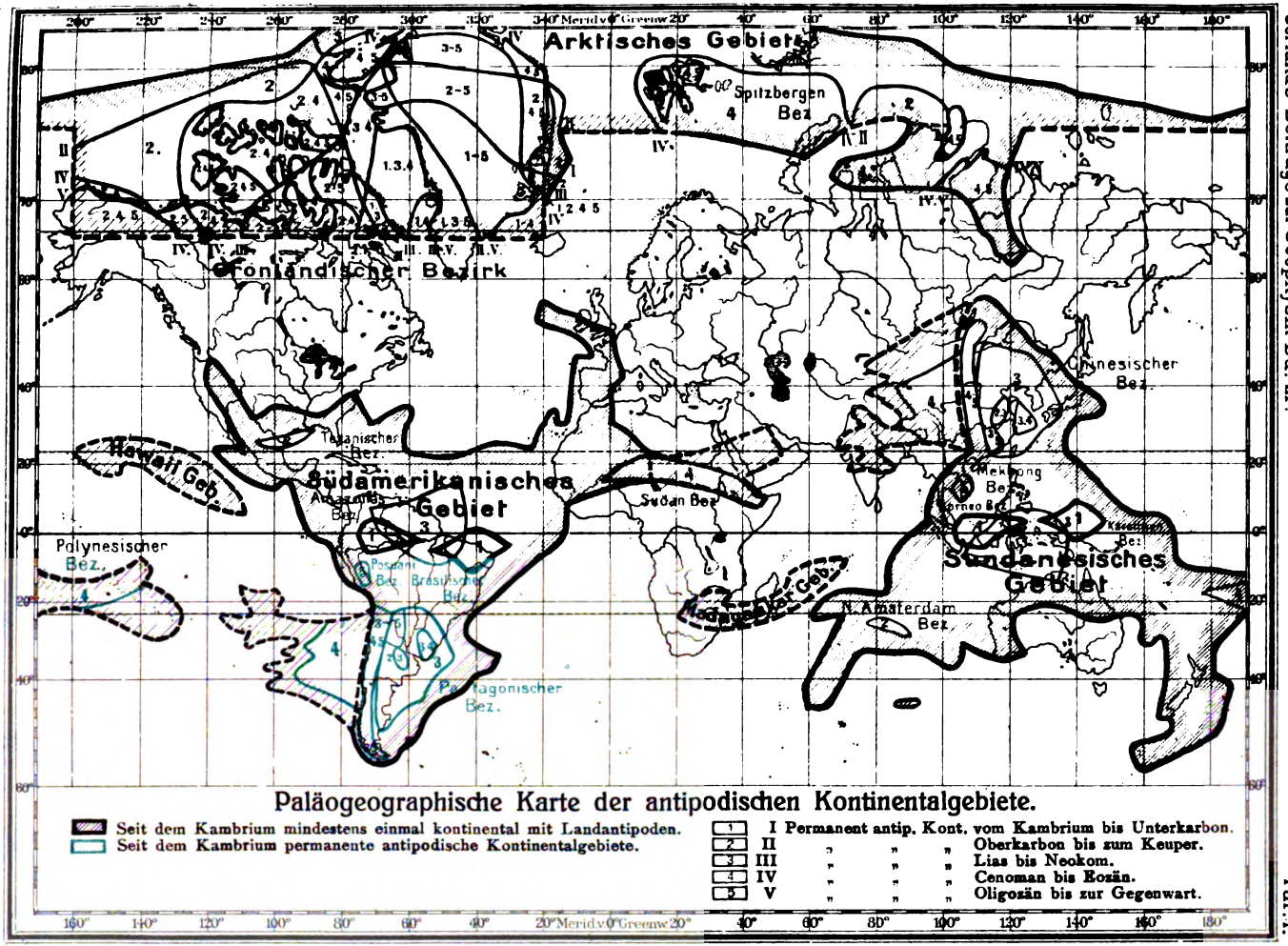
Rosenthal.

Digitized by Google

Gerassimow. Bemerkungen zu der Arbeit von Wosnessenskij über das Erdbeben von Tannu-Ola. (Compt. Rend. Comm. Perm. Sism. T. 2, II, Sr. Pétersbourg 1906.)

Es wird hier auf einige merkwürdige Beziehungen hingewiesen, die zwischen dem Verlauf der Isoseisten, wie sie die in der vorstehend besprochenen Arbeit mitgeteilte Karte von Wosnessensky zeigt, und den tektonischen Bau von Transbaikalien zu bestehen scheinen. Speziell die Isoseiste V zeigt mehrere zungenförmige Einstülpungen, von denen die vier südlichen besonders bemerkenswert sind. Die erste von ihnen, im Delta der Sselenga gelegen, umfasst den Einbruch, der sich nach dem grossen Erdbeben im Jahre 1861 gebildet hatte. Die zweite umfasst das Tal der Uda, das nach Obrutschew einen typischen Graben darstellt. Die dritte umfasst den Malchansky Chrebet, der nach Obrutschew hauptsächlich aus Urgestein besteht. Die vierte, im Tal des Onon-Flusses, umfasst nach den Untersuchungen des Autors einen typischen Graben. Rosenthal.

Digitized by Google



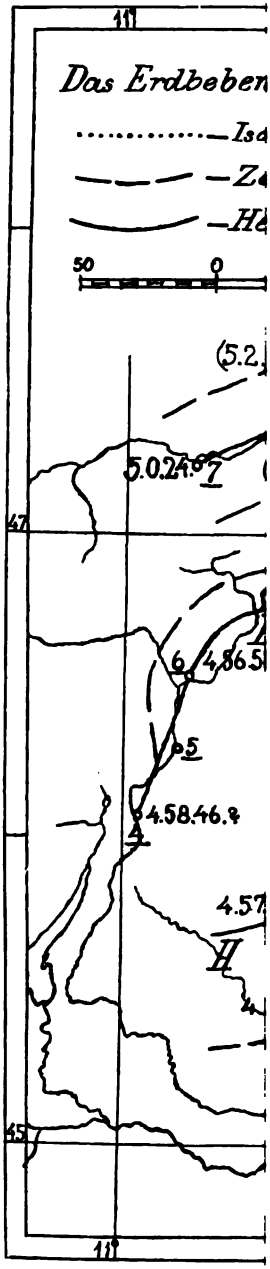
Paläogeographische Karte der antipodischen Kontinentalgebiete.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

Dr Th. Arldt, Kontinente z. S.

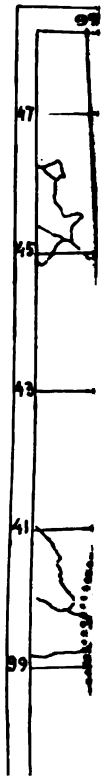
Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

VI.

Das Zodiakallicht.

Ein Versuch zur Lösung der Zodiakallichtfrage.

Von

Friedrich Schmid.

Mit Tafel IV und 5 Figuren im Text.

Vorwort.

Als gegen Schluss des Jahres 1902 die Grundzüge dieser Abhandlung der Öffentlichkeit übergeben wurden, ahnte ich nicht, dass mir kurze Zeit nachher Gelegenheit geboten werde, weitaus die erfolgreichsten Beobachtungen am Zodiakallichte zu machen. Ende des Monats Dezember 1902 folgten zwei besonders klare Föhntage, wie sie zu dieser Zeit selten auftreten. Die milden Nächte zeigten einen völlig reinen, tiefblauen Himmel mit fast tropischem Charakter. In grosser Klarheit strahlten die Sterne bis hinab zum Horizonte und luden zu astronomischen Beobachtungen ein. Mit Überraschung erblickte ich damals das Zodiakallicht zum erstenmal in einer Ausdehnung wie noch nie zuvor. Besonders fiel mir die Lage des nördlichen Schenkels auf; noch nie hatte ich ihn so weit nordwärts beobachtet. Aber auch die südliche Begrenzung lag auffallend weit von der Lichtachse entfernt, so dass die imposante Lichtpyramide den ganzen Westhimmel beherrschte. Einmal auf diese äusseren Grenzen aufmerksam geworden, beobachtete ich dieselben später in jeder klaren Beobachtungsnacht wieder. Dies veranlasste mich zu ernsteren Messungen, die ich seither bei jeder Gelegenheit systematisch alle Stunden wiederholte. Der Hauptwert der gefundenen

Digitized by Google

Messungsergebnisse zeigte sich hauptsächlich darin, dass sich aus denselben eine bestimmte Gesetzmässigkeit ableiten liess, die zu den theoretischen Ergebnissen eine auffallende Übereinstimmung ergaben. Nachdem ich nun die besten Auszüge der gefundenen Resultate in dieser zweiten Bearbeitung eingefügt habe, möchte ich einen jeden zu eigenen Beobachtungen auch in höheren Breiten ermuntern. An Hand der gegebenen Wegleitung dürfte es auch für andere nicht schwer halten, von geeigneten Positionen aus diese Beobachtungen zu kontrollieren. Geschieht dies mit Ausdauer und sachlichem Ernst, so findet diese Arbeit darin ihre beste Empfehlung.

Wie zu erwarten war, fand meine erste Publikation über das Zodiakallicht in Fachkreisen Freunde und Gegner. Indem ich jede offene und sachlich gehaltene Kritik bestens verdanke, übergebe ich die zweite Bearbeitung der Öffentlichkeit in der Hoffnung, dass das schwierige Problem, die Erklärung des Zodiakallichts, damit bald einer endgültigen Lösung entgegengehen möge.

Oberhelfenswil (Kt. St. Gallen), August 1907.

Der Verfasser.

Wenn an einem klaren, aber mondlosen Januar-, Februar- oder Märzabend der mächtige Feuerball unseres Tagesgestirns hinter den Horizont gesunken ist und auf leisen Fittichen die stille Nacht herniedersteigt, so sehen wir in unseren Breiten mit Einbruch voller Dunkelheit am westlichen Himmel eine mildleuchtende, schräg gegen Süden geneigte Lichtpyramide vom Horizonte aufsteigen. Wir kennen dieses interessante und eigenartige Phänomen unter dem Namen Tierkreislicht oder Zodiakallicht, so genannt, weil es in der Nähe des Tierkreises oder Zodiakus liegt. Es erreicht nach oberflächlichen Schätzungen am Horizonte eine Breite von 30—60°; die Spitze desselben ragt hoch in den tiefblauen Nacht-Himmel hinein und kann in den Tropengegenden bis über den Zenit reichen.

Merkwürdigerweise haben wir von dieser interessanten Lichterscheinung aus dem Altertume keine sicheren Überlieferungen. Erst gegen Ende des 16. Jahrhunderts machten zuerst Tycho de Brahe und in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts Childrey und Cassini auf einen mattleuchtenden Lichtkegel aufmerksam, der nach vollkommen eingetretener Dunkelheit im Westen sichtbar werde.

Digitized by Google

Cassini beobachtete diese Erscheinung genauer und bezeichnete dieselbe 1683 zuerst mit dem Namen Zodiakallicht. Später ergänzten diese Beobachtungen eine ganze Reihe von Forschern bis in die Neuzeit, und es sind, gestützt auf ihre Untersuchungen, über das Wesen dieser rätselhaften Lichterscheinung ganz verschiedene Ansichten geltend gemacht worden.

Es würde uns zu weit führen, wenn wir auf die verschiedenen Hypothesen über die Natur des Zodiakallichts näher eintreten wollten. Indem wir Allen, welche zur Lösung dieses Problems einen Beitrag leisteten, unsere volle Achtung und Anerkennung zollen, übergehen wir daher diesen interessanten Teil und legen zu den verschiedenen Erklärungsversuchen im nachfolgenden die Grundsteine zum Aufbau einer weiteren Theorie.

Bekanntlich plattete sich unsere Erde in ihrem feuerflüssigen Urzustande infolge ihrer Rotation ab. Nach den Gesetzen der Schwungkraft lässt sich nun auch auf eine Abplattung unserer Atmosphäre schliessen; denn eine überall gleichhohe Luftschicht wäre nur denkbar, wenn unsere Erde keine Achsendrehung hätte. Sowie aber eine solche vorhanden ist, muss durch den Einfluss der Zentrifugalkraft der Luftdruck einer kugelförmigen Atmosphäre successive gegen den Äquator zu reduziert werden. Es muss daher zwischen den Luftschichten des Äquators und denjenigen der Pole, wo die Zentrifugalkraft auf Null reduziert ist, eine Ausgleichung stattfinden, d. h. es wird so viel Luft dem Äquator zuströmen, bis dort der Luftdruck demjenigen der Pole gleichkommt. Durch diese vermehrte Luftmenge und die steigende Zentrifugalkraft erweitert sich der atmosphärische Äquator, woraus mit Sicherheit folgt, dass die Lufthülle unserer Erde abgeplattet sein muss. Die Stärke dieser Abplattung wird sich nun natürlich ganz nach der Zentrifugalkraft richten und hat, insofern diese die Schwerkraft nicht übertrifft, ihre Grenzen von der annähernden Kugelgestalt bis zur Linsenform. Sowie aber die Zentrifugalkraft die Anziehungskraft unserer Erde übersteigen würde, müsste eine Absonderung der äussersten Luftzonen folgen, welche einen freischwebenden, mit unserer Erde rotierenden Ring bilden würden. Nach Marcuse liegt die Grenze, in der Anziehungskraft und Zentrifugalkraft im Gleichgewichte stehen, etwas über fünf Erdhalbmesser oder ungefähr 30000 km von der Erdoberfläche entfernt[1]). Auch Melanderhjelm und Laplace sind zu

[1]) Weltall und Menschheit, 1902. Die atmosphärische Hülle der Erde. S. 436.

Digitized by Google

ähnlichen Ergebnissen gelangt, indem sie für die äquatoriale Gleichgewichtsgrenze eine Entfernung von 5000 geographischen Meilen vom Erdzentrum gefunden haben. Diese Werte stützen sich auf die Annahme, dass die Winkelgeschwindigkeit der obersten atmosphärischen Zonen mit der Erdrotation proportional bleibe. Herz bestätigt diese Angaben, indem er aus einem mathematischen Beispiele 5,61 Erdhalbmesser findet. In der Voraussetzung, dass die höher gelegenen Luftschichten allmählich hinter der Erdrotation zurückbleiben, die Winkelgeschwindigkeit mit der Entfernung von der Erdoberfläche abnehme (siehe S. 123) kommt Herz für die äquatoriale Gleichgewichtsgrenze aus theoretischen Ergebnissen sogar auf 16 Erdhalbmesser[1]). Wir sehen aus diesen Beispielen, dass die Grenzen zu einer atmosphärischen Ringbildung auf alle Fälle so weit von der Erdoberfläche entfernt liegen, dass die Existenz eines solchen Ringes sehr unwahrscheinlich ist. Dass trotzdem die tägliche Erdumdrehung auf die unteren Luftschichten einen tiefgreifenden Einfluss ausübt, ist der Meteorologie unter dem barischen Windgesetze längst bekannt. Die Rotation der Erde äussert sich in der Ablenkung der freien Windströme zu Cyklonen und Anticyklonen, welche auf der nördlichen Halbkugel eine allgemeine Drehung nach rechts und auf der südlichen Halbkugel eine Ablenkung nach links zeigen. Zur Ausgleichung eines Luftdruckminimums bewegen sich daher die heranströmenden Luftpartikel in spiralförmigen Bahnen um dasselbe, welche ihre hohle Seite dem niederen Luftdruck zukehren. Um ein Maximum des Luftdruckes dagegen bewegt sich die abfliessende Luft in Bahnen, welche ihre hohle Seite dem höheren Luftdruck zukehren. Diese Ablenkung von der ursprünglichen Windrichtung ist dem Sinus der geographischen Breite proportional. Sie wird daher an den Polen am grössten, die Spiraldrehung der freien Windströme deshalb dort am stärksten. Mit der Abnahme der geographischen Breite verliert sich auch dieses Drehvermögen und hört über dem Äquator ganz auf, indem sich hier die entgegengesetzten Drehrichtungen der beiden Halbkugeln gegenseitig aufheben. Dieses Gesetz der Windrichtung lässt sich bekanntlich mit dem Parallelogramm der Kräfte auf einfache Art nachweisen. Wir werden später noch einmal auf dasselbe zurückkommen.

Die absoluten Höhenmasse unserer Atmosphäre sind bis heute noch nicht bekannt. Wir sind genötigt, dieselben schätzungsweise

[1]) Herz, Lehrbuch der Mathematischen Geographie. 1906. S. 211.

Digitized by Google

aus verschiedenen Lichterscheinungen abzuleiten, welche sich in unserer Atmosphäre abspielen. Damit haben wir natürlich noch keine Beweise, dass diese Fixpunkte in unserer Lufthülle nun wirklich an der Grenze unserer Atmosphäre liegen. Um mit diesen Massen zu rechnen, kommen wir sofort weit über die Regionen der höchsten Cirruswolken hinaus und streifen im Vorbeigehen vielleicht noch die interessanten leuchtenden Nachtwolken in einer Höhe von 50—80 km. Doch auch diese Erscheinungen gehören noch zu den unteren atmosphärischen Schichten, denn nach guten Beobachtungen wurden schon wiederholt in einer Höhe von 200 km Meteoriten gesehen*) und nach Förster ergaben trigonometrische Messungen der Polarlichter sogar Höhen von 500—600 km[1]). Zu noch grösseren Entfernungen gelangten Schaper und Flögel, indem sie die maximalen Höhen der Nordlichtstrahlen auf 600—800 km schätzten[2]).

Die für das Aufleuchten der Meteore gefundenen Höhen sind nun natürlich noch nicht die Grenze der Atmosphäre. Diese liegt unzweifelhaft viel höher, und es ist die Annahme wohl kaum anfechtbar, dass nur diejenigen Meteore in Glühzustand versetzt werden, welche bereits in die tieferen Schichten der Atmosphäre eingedrungen sind. Die äussersten atmosphärischen Zonen, welcher chemischen Zusammensetzung sie auch sein werden, sind so dünn und zart, dass ihr Widerstand nicht mehr genügen wird, die Temperatur eindringender kosmischer Körper erheblich zu erhöhen. So hat man z. B. auf unserer Erde wohl noch nie eine Wärmezunahme beobachten können, wenn unser Planet in die dünne Materie der Kometenschweife eingetreten ist. Aus dem Dargelegten dürfen wir also folgern, dass die Entzündung der Meteore absolut nicht mit der wirklichen Mächtigkeit unserer Atmosphäre übereinstimmen kann.

Sehr gewagt aber bleibt auch die Annahme, dass Nordlichtstrahlen die Grenze unserer Atmosphäre überschreiten und in den freien Weltenraum hinausragen. So liegt denn die Wahrscheinlichkeit nahe, dass die Grenzen der letzten atmosphärischen Spuren in

*) Nach dem bereits zitierten Werke von Herz, S. 214, hat H. A. Newton teleskopische Meteore bis auf 270 km gesehen. Zu noch grösseren Entfernungen gelangten Erman und Mason, indem sie die höchsten Meteoriten auf 700—2000 km von der Erdoberfläche schätzten. Diese Beobachtungen datieren nach Drechsler bis auf das Jahr 1839 zurück. Da in neuerer Zeit diese Höhen bei Meteoriten nie mehr gefunden wurden, so müssen wir mit Herz die Richtigkeit dieser Resultate bezweifeln.

[1]) Förster, Von der Erdatmosphäre zum Himmelsraum. 1906. S. 104.

[2]) Gaea, Natur und Leben. 1901. S. 757.

Digitized by Google

bedeutend grösserer Entfernung von der Erdoberfläche liegen, als man gewöhnlich angenommen hat.

Da nun die Zentrifugalkraft unsere Erde im feuerflüssigen Urzustande zur Abplattung nötigte, so sind wir wohl berechtigt, auf eine viel stärkere Abplattung unserer Atmosphäre schliessen zu dürfen, da die Abplattung eines rotierenden Weltkörpers nicht allein von seiner Zentrifugalkraft, sondern auch in hohem Grade von der Kohäsion seiner Moleküle abhängig ist. Weil unsere Atmosphäre eine verschwindend kleine Kohäsionskraft hat, so folgt als zwingende Notwendigkeit, dass ihre Abplattung bedeutend grösser sein wird, als diejenige der nun festen Erdkugel, so dass sich die Gestalt unserer Lufthülle durch den Einfluss der Zentrifugalkraft nicht der Kugelform, sondern der Linsenform nähert.

Halten wir an diesem Grundsatze fest, so lassen sich aus ihm für die Meteorologie wertvolle Schlüsse folgern. So wird beispielsweise die grosse Kälte unserer Polarzonen nicht allein durch die mehr horizontal auffallenden Sonnenstrahlen, sondern auch durch die geringere Mächtigkeit des Luftmantels verursacht werden; denn letzterer ist es ja, der unsere Erde vor der tiefen Temperatur des Weltenraumes schützt. Je höher also die Luftregion reicht, um so vollkommener wird sie die Erde vor der Kälte des Weltenraumes sichern können. Man mag nun vielleicht einwenden, dass zum Teil gerade ein umgekehrtes Verhältniss stattfinden müsste; denn mit der geringeren Höhe der Polarluftschichten müsste dort die Intensität der Sonnenstrahlen verhältnismässig grösser werden als in den Tropen. Das scheint nun in der Tat zuzutreffen, so gewagt eine solche Behauptung zuerst erscheinen mag. Interessant ist schon die Tatsache, dass im allgemeinen die jährliche Amplitude um so grösser wird, je mehr man sich den Polen nähert. Wir geben gerne zu, dass die längere Sonnenbestrahlung des Polartages dabei in Betracht kommt. Dagegen aber müssen wir auch die geringe Sonnenhöhe der polaren Zonen berücksichtigen. Bei Voraussetzung einer kugelförmigen Atmosphäre müssten die mehr tangential auffallenden Sonnenstrahlen infolge des relativ weiten Weges durch die Lufthülle derart geschwächt werden, dass die Strahlungsintensität gegen die Pole zu stetig abnehmen müsste. Nun finden wir gerade das Gegenteil. Ein Sonnenstand, wie er etwa unserem Winter entspricht, bedingt in hohen Breiten einen kurzen aber warmen Sommer, wo auf nur oberflächlich aufgetautem Boden die Vegetation zum Erwachen, Blühen und Früchte tragen kommt.

Digitized by Google

Da finden wir die grellen Kontraste der eindringenden Kälte vom Weltenraum und der relativ grösseren Sonnenkraft, welche Erscheinung sich mit der längeren Sonnenbestrahlung einer stark abgeplatteten Lufthülle in direkte Beziehung bringen lässt.

In den Polarzonen übt nun allerdings die mehr kontinentale oder ozeanische Lage mit warmen Meeresströmungen einen grossen Einfluss auf die Temperaturverhältnisse aus. Unabhängig davon aber geht aus den interessanten Reiseberichten unserer Polarfahrer übereinstimmend die relativ grosse Leucht- und Wärmekraft der Sonne hervor, was sich bei klarem Himmel sofort bemerkbar macht, wenn sich das Tagesgestirn einige Grade über den Horizont erhebt. So ist es eine allbekannte Tatsache, dass Reisende der Arktis und Antarktis gerne in Schneeblindheit verfallen und ihre Augen vor dem grellen Tageslichte durch Schneebrillen schützen müssen. Beachtenswert ist auch die intensive Blütenfärbung der arktischen Flora, welche einen mehr alpinen Charakter verrät und mit dem intensiven Sonnenlichte ohne Zweifel im Zusammenhange steht. Im Einklange mit diesen Verhältnissen finden sich in den Reiseberichten unserer Polarfahrer oft so charakteristische Stellen, dass ich mich nicht enthalten kann, hier einige Beispiele anzuführen.

Cook berichtet über seine Beobachtungen der Aurora australis während der Belgica-Expedition: „Auch im August konnte nur ein deutlicher Doppelbogen beobachtet werden; es war aber auch meistens so stürmisches Wetter, dass der klare Himmel selten sichtbar war, und als es sich in der letzten Augustwoche endlich aufklärte, leuchteten bei Tage die Sonne und bei Nacht der Mond mit solchem Glanze, dass es schwer war, die dabei oft aufleuchtenden entzückenden Halos oder Cirruswolken von dem Südlichte zu unterscheiden[1]).“ Markante Stellen finden sich auch in Sverdrups Berichten seiner im Anfang dieses Jahrhunderts ausgeführten vierjährigen Expedition in arktischen Gebieten. So lesen wir z. B. vom 9. August 1901 unter 76° 40′ nördl. Breite S. 31: „Es war ein schöner Morgen, so herlich und klar und hell! Kein Wölkchen am ganzen Himmel, von keiner Seite ein Windhauch. Das spiegelblanke Meer warf die Sonnenstrahlen so stark zurück, dass ich geradezu geblendet wurde, ich konnte kaum die Augen öffnen“[2]).

Besonders interessante Stellen finden sich in den Berichten der Deutschen Südpolar-Expedition der Jahre 1901—1903. Es

[1]) Globus. 1901. Bd. LXXX. S. 76 u. 77.

[2]) Sverdrup, Neues Land. Leipzig, F. A. Brockhaus. 1903. Lieferung 19.

Digitized by Google

lohnt sich, einige Auszüge wiederzugeben, z. B. S. 234 (17. II. 02, 64° südl. Breite): „Das Wetter war herrlich, doch die Sonne blendete so stark, dass wir Schneebrillen gebrauchen mussten“ [1]).

S. 266: (Mitte März, 66° südl. Breite): „Das Wetter war in dieser ganzen Zeit schön, häufig sonnig und in den Sonnenstrahlen fast heiss“ [2]).

S. 286: „Zunächst war die ganze Landschaft, als Wolken die Sonne bedeckten, einförmig blendend weiss, so dass man in der Ferne vom Schiff nichts zu unterscheiden vermochte und die Einstellung der in der Nähe des Schiffes gelegenen Marken mit dem Fernrohr grosse Schwierigkeiten hatte. Dann aber trat die Sonne hinter den Wolken hervor, und alles wurde mit einem Schlage von Schatten und Kontrasten erfüllt“ [3]).

S. 435: „Die Sonne schien hell und heiss und erforderte dauernden Schutz der Augen und des ganzen Gesichts. Wir trugen rote Schleier, da sonst das Gesicht und namentlich die Lippen in Blasen und Risse zersprangen, die recht schmerzhaft waren“ [4]).

S. 480: „Es ergab sich, dass die Schmelzprozesse in der Luft gleich Null waren, auch wenn die Temperatur gelegentlich über den Gefrierpunkt stieg; nur wenn die betreffenden Eiswürfel direkt von der Sonne bestrahlt waren, wurden sie dadurch lebhaft ausgefressen und zersetzt“ [5]).

S. 487: „Die letzten Messungen in der astronomischen Beobachtungshütte erfolgten am 22. Dezember, während es die ganze Nacht, wenn die Sonne auch für einige Minuten unter dem Horizonte verschwand, so taghell und das diffuse Licht so blendend war, dass auch grosse Sterne nur sehr schwer beobachtet werden konnten“ [6]).

Auch die Berichte von Nansens Polarexpedition 1893—1896 verraten ähnliche Verhältnisse. So lesen wir auf S. 68 vom 16. April 1895 unter 86° nördl. Breite: „Zum ersten Mal war es mir unterwegs unbehaglich infolge der Hitze, da die Sonne fast unerträglich brannte.“ „Wir richteten das Zelt daher in der brennenden Sonne auf, und bald war es drinnen sehr nett und warm.“ „Licht und Wärme machten uns jedoch schläfrig und matt“ [7]).

S. 92 (15. Mai 96, 83° 36′ n. B.): „Unsere Geduld ist endlich durch den hellsten Sonnenschein und glänzendsten Himmel belohnt

1—6) Drygalski, Deutsche Südpolarexpedition. Fahrten und Forschungen des „Gauss“. 1901—1903.

7) Nansen, In Nacht und Eis. II Bd. Leipzig, F. A. Brockhaus. 1897.

Digitized by Google

worden; dabei ist es im Zelte so warm, dass ich schwitze. Man könnte fast glauben, man läge unter einem Sonnensegel an einem Sommertage in der Heimat. In der letzten Nacht war es fast zu warm zum Schlafen." „Die Mittagssonne machte es warm und gemütlich im Zelt" [1]).

S. 160 (26. Juni 96, 82°): „Kein Luftzug regte sich; es war so still, so still, und die Sonne brannte und ich träumte von der Heimat" [2]).

Auffallend ist fernerhin die Tatsache, dass aus verschiedenen Berichten der Polarfahrer hervorgeht, dass in hohen Breiten die Farbe des Himmels keineswegs so grau und eintönig ist, wie man sich solches oft vorzustellen pflegt. Als Beispiel daher weiter die Worte Nansens vom 6. Febr. unter 80° n. B.: „Ruhiges, klares Wetter. Im Süden über den Horizont ein starker Sonnenschimmer, darüber gelb, grün und hellblau, der ganze übrige Himmel tief ultramarinfarbig. Als ich ihn betrachtete, suchte ich mich zu erinnern, ob der italienische Himmel jemals blauer gewesen sei, ich glaube es nicht. Seltsam, dass diese tiefe Farbe stets mit der Kälte zusammen auftritt." „Die Farbe war heute so merkwürdig, dass man nicht umhin konnte, sie zu beachten" [3]). In teilweiser Übereinstimmung die Worte von Kent Kane: „So grau und eintönig der Winterhimmel unserer Breiten ist, so mannigfaltig und reich ist der Himmel beim Wechsel der Jahreszeiten im hohen Norden und dabei von ausserordentlicher Wärme der Farbentöne. Das reinste und tiefste Blau des Himmels ist gesäumt mit prachtvollem Rot, Violett und anderen immerfort wechselnden Mischungen". „Die Sterne schimmern in ungewohntem Glanze . . ." [4])

Es würde nicht schwer fallen, viele übereinstimmende Auszüge auch aus anderen Berichten anzuführen, doch weisen die bereits zitierten Stellen unzweideutig darauf hin, dass wir in den polaren Regionen ganz auffallende atmosphärische Verhältnisse vorfinden. Man ist nun vielleicht geneigt, diese Tatsache auf einen geringeren Wasserdampfgehalt der kalten Polarluft zurückzuführen; diesen Tatsachen dürfte man aber auch wieder eine grössere Dichte der Atmosphäre gegenüberstellen, welche durch die tiefe Temperatur bedingt wird. Bei ernster Prüfung aller Verhältnisse können wir daher die

---

[1]—[2]) Nansen, In Nacht und Eis. II. Bd. Leipzig, F. A. Brockhaus. 1897.

[3]) Nansen, In Nacht und Eis. I. Bd. S. 310.

[4]) Oberländer, Arktische Fahrten und Entdeckungen der zweiten Grinnel-Expedition zur Aufsuchung des Sir John Franklin. 1884. Verlag v. O. Spamer. S. 35 u. 36.

Digitized by Google

eigenartigen meteorologischen Verhältnisse der Polarzonen nicht verkennen, und es beschleicht uns unwillkürlich eine Ahnung, dass wir hier mit schwerwiegenden Faktoren zu rechnen haben, welche vielleicht bis dato zu wenig gewürdigt worden sind. Es lohnt sich daher auch der Mühe, die Rotationsverhältnisse unserer Lufthülle noch etwas weiter zu verfolgen.

Wenn wir eine freie luftförmige Kugel in rasche Rotation versetzen könnten, bis sich durch die Einwirkung der Zentrifugalkraft die erfolgte Abplattung zur Linsenform steigern würde, so müsste gleichzeitig auch eine Trennung der einzelnen Elemente nach ihrem spezifischen Gewichte stattfinden. Die leichtesten Elemente würden sich um die Achse resp. das Zentrum der Linse lagern und die schwersten Elemente würden in die äquatorialen Zonen der Linse herausgeschleudert. Bei noch grösserer Rotationsgeschwindigkeit würde sich endlich die linsenförmige Atmosphäre zu einem Ringe gestalten, die schwersten Gasmassen lägen wiederum in der äusseren Peripherie, die leichtesten dagegen in der inneren Peripherie dieses Ringes.

Da nun unsere atmosphärische Hülle keine freie Rotationslinse darstellt, sondern die spezifisch viel schwerere Erdkugel umhüllt, so wird ihre Attraktionskraft den oben erwähnten Schichtungen einer freien luftförmigen Rotationslinse entgegenarbeiten. Als eine notwendige Folge werden zunächst die spezifisch leichtesten Elemente unserer Atmosphäre mehr gegen die Pole der Erde gedrängt, und die spezifisch schwersten Elemente wären mehr über dem Äquator zu suchen. Mit Berücksichtigung der gesteigerten Zentrifugalkraft über dem Äquator ist es daher sehr gewagt, hier eine gleichmässig zunehmende Luftverdünnung bis an die Grenze der Atmosphäre anzunehmen, und ich neige mich vielmehr der Ansicht zu, dass in den höheren Zonen der äquatorialen Höhenluft wieder dichtere und spezifisch schwerere Luftschichten zu finden wären. Dieses Verhältnis wird sich wahrscheinlich über die Wendekreise hinaus bis in die gemässigten Zonen erstrecken, und es scheint fast, dass die steigende Temperatur von 13000 m aufwärts, wie sie Registrierballons schon wiederholt nachgewiesen haben, diese Annahme bestätige. Anders wird es sich über den Polen verhalten, wo die Zentrifugalkraft fast ganz aufhört. Hier ist die allmähliche Dichtigkeitsabnahme nach der Höhe möglich; die schwersten atmosphärischen Elemente lagern mehr über der Erdoberfläche und die leichtesten Elemente sind in den höchsten polaren Regionen zu suchen. Da nun die äussersten Zonen

Digitized by Google

der atmosphärischen Hülle unseren Untersuchungen sehr schwer zugänglich sind, so können wir diese theoretischen Folgerungen mit der Wirklichkeit auch schwer vergleichen. Wenn die Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Atmosphäre bis an ihre äussere Grenze gleichbleibt, so wird die daraus resultierende gesteigerte Fliehkraft eine Verdichtung der höchsten äquatorialen Luftzonen bewirken, und das erste Stadium zur atmosphärischen Ringbildung ist eingetreten. Nimmt die Winkelgeschwindigkeit nach aussen aber ab, so geht mit ihr auch die Zentrifugalkraft zurück und die Verdichtung der äquatorialen Höhenluft wird entsprechend geringer, Es wird sehr schwer halten, die wahren Tatsachen genauer festzulegen; ohne Zweifel werden die physikalischen Verhältnisse dieser höchsten Luftregionen ziemlich komplizierte sein. Wir werden uns zunächst darauf beschränken, die höchst erreichbaren Zonen der polaren und äquatorialen Höhenluft physikalisch und chemisch genauer zu untersuchen und miteinander zu vergleichen. Es dürfte das zu lohnenden und interessanten Ergebnissen führen, aus denen zunächst hervorgehen wird, dass mit zunehmender Höhe vom Meeresniveau die Luftverdünnung über den Polarzonen bedeutend fühlbarer wird als bei gleicher Höhe über dem Äquator. Es ist weiter auch die Möglichkeit vorhanden, dass barometrische und trigonometrische Höhenmessungen unter dem Äquator und in hohen Breiten fühlbare Differenzen ergeben.

Im hohen Interesse der Meteorologie dürfte es liegen, neben den Beobachtungsstationen unter dem Äquator auch in möglichst hohen Breiten permanente Stationen zu erstellen, um die polaren Verhältnisse unserer Lufthülle genauer kennen zu lernen. Wahrscheinlich würde damit auch die Möglichkeit geboten, einer wissenschaftlichen Frage, die heute noch unvollständig abgeklärt ist, dem Wesen der Polarlichter, näher zu kommen. Ihre elektrische Natur unterliegt heute allerdings keinem Zweifel mehr. Seitdem man erkannt hat, dass die ultravioletten, optisch nicht wahrnehmbaren Strahlen des Sonnenlichtes in unserer Atmosphäre hohe elektrische Ladungen bewirken, indem unter ihrem Einflusse die Luft ionisiert wird, ist die Frage der Luftelektrizität um einen Schritt weiter gekommen. Ob damit auch noch mechanische Einwirkungen, welche teilweise aus der Erdrotation hervorgehen, eine begleitende Rolle spielen, ist heute noch nicht genügend abgeklärt, doch wahrscheinlich. Auf Seite 116 haben wir das barische Windgesetz berührt und hervorgehoben, dass durch die gesteigerte Ablenkung der Windströme gegen die Pole auch die Spiraldrehung der Cyklone entsprechend

Digitized by Google

stärker werde. In diesen stark gedrehten Cyklonen der Polargegenden aber muss sich eine weitere Kraft in vermehrter Weise geltend machen, die Tangentialkraft der einzelnen Luftpartikel, und ich möchte die Frage aufwerfen, ob infolge dieser mechanischen Einwirkungen innerhalb der Cyklone nicht Reibungselektrizität entstehen könnte, welche durch die relative Trockenheit der polaren Höhenluft, event. auch durch ihre besondern chemischen Eigenschaften gefördert würde. Sehr interessant wäre die Tatsache, wenn die Häufigkeit der Cyklone und Anticyklone vom jeweiligen Sonnenfleckenstande beeinflusst würde, wie solches A. Stenzel vergangenen Winter neuerdings beobachtet hat[1]). Wenn bei erhöhter Fleckentätigkeit der Sonne über Europa vorherrschend anticyklonische Bewegung der Luft mit hohem Luftdruck, bei temporären Fleckenminima dagegen Cyklone beobachtet wurden, so wären zur Zeit, da über Europa anticyklonische Bewegung der Luft vorherrscht, über den Polarzonen ebensogut besonders starke Cyklone denkbar. Auffallend sind auch die Beobachtungen von R. D. Matthiessen an einem den 12. März 1907 bei Wesselburen beobachteten Nordlichte, wonach die $^1/_2$ bis 4° breiten Strahlenbündel immer langsam von links nach rechts wanderten[2]), was sich mit der Drehrichtung der Cyklone deckt. Auch die spiraligen Windungen um die Richtung der erdmagnetischen Resultanten, welche nach Förster der photographischen Augenblicksaufnahme eines Polarlichts entnommen wurde[3]), dürften sich nach dieser Auffassung erklären lassen. Die rasche Folge von Bewölkung und Wiederaufklärung des Himmels, die den intensiven Polarlichterscheinungen oft vorausgeht, kann uns auf den Gedanken bringen, dass die meteorologischen Zustände und die Luftelektrizität der Polarzonen in der Tat miteinander korrespondieren, wie ja ein engerer Zusammenhang der Sonnenfleckenperioden und Witterung im allgemeinen schon längere Zeit vermutet wird. Dass über den beiden Polen besonders starke Cyklonbildungen bestehen müssen, liegt auf der Hand. Durch die Rotation der Erde findet eine fortwährende Abschwingung atmosphärischer Teile gegen den Äquator zu statt; denn die vertikal wirkende Centrifugalkraft des Äquators wird gegen die Pole tangential. Es entsteht dadurch an den Polen ein konstantes Luftdruckminimum, das durch die heranströmende Luft wieder ausgeglichen wird. Es werden daher über den Polen der Erde be-

[1]—[2]) Brenner, Astronomische Rundschau. Lussinpiccolo. Bd. IX. 1907. S. 106 und 89.

[3]) Förster, Von der Erdatmosphäre zum Himmelsraum. Verlag Hermann Hillger, Leipzig. 1906. S. 95.

Digitized by Google

ständige Cyklone wehen, welche nach der dargelegten Auffassung die konstanten Polarlichterscheinungen jener Zonen auch besser erklären liessen. Dass die Polarlichtstrahlen im allgemeinen den magnetischen Richtkräften der Erde folgen, wie die Magnetnadel, beweist noch keineswegs ihren erdmagnetischen Ursprung und wir haben nur dann Aussicht auf die gründliche Lösung dieses Problems, wenn wir die physikalischen und chemischen Verhältnisse der polaren Lufthülle einem gründlichen, aber sehr schwierigen Studium unterwerfen. Durch diese Überlegungen masse ich mir auch keineswegs an, das Wesen der Polarlichter erschöpfend dargelegt zu haben, auch stehe ich dem Gedanken ferne, die Theorie der Ionen und Elektronen in irgend einer Art abschwächen zu wollen. Trotzdem bleibt die Frage vollberechtigt, ob nicht sowohl über dem äquatorialen Teil der Erde, als auch über den Polarzonen auch mechanische Folgen der Erdrotation sich an den elektrischen Zuständen der Erdatmosphäre mitbeteiligen können.

Dass die tägliche Erdumdrehung als wunderbare Kraftquelle der Natur in derselben eine hohe Rolle spielt, ist längst bekannt. Auf ihr gründet sich nicht allein der allgemeine Wechsel von Tag und Nacht, mit ihr sind so viele gelöste und ungelöste Rätsel der Natur verbunden, und an ein solches Rätsel treten wir weiter heran, wenn wir nach Einbruch der Nacht den geheimnisvollen Schein des Zodiakallichtes bewundern. Dieses verdankt seine Entstehung allein der bedeutend abgeplatteten Lufthülle der Erde, deren äussere Regionen noch Sonnenlicht reflektieren, wenn am Abendhimmel bereits die letzten Spuren des Abendrots verschwunden sind. Die Tafel zeigt uns bei E eine Halbkugel unserer Erde und über dem Erd-Äquator den Äquator unserer abgeplatteten Lufthülle A. Die Sonne S beleuchtet den grössten Teil der Atmosphäre, und diese bildet für den Beobachter bei H im Westen einen kegelförmigen Lichtreflex, das Zodiakallicht R J P. Das Bild unserer Zeichnung entspricht nun in seiner Form allerdings nicht dem Eindrucke des Beobachters bei H, welcher auf dem Erd-Äquator steht. Für ihn muss das Zodiakallicht als ein senkrechter Lichtkegel erscheinen, während unsere Zeichnung seine totale Seitenansicht darstellt, gesehen von einem fingierten Punkte ausserhalb der Atmosphäre, der senkrecht über dem Pole liegt. Die vollständige Seitenansicht, wie sie unsere Zeichnung veranschaulicht, kann also in Wirklichkeit auf unserer Erde nicht beobachtet werden. Nach unserer Auffassung kommt das Zodiakallicht in seiner wirklichen Form einer schiefen dreiseitigen Licht-

Digitized by Google

pyramide am nächsten. Die innere, gleichschenkliche Fläche ist gegen den Erd-Äquator zugekehrt und wird durch den Erdschatten gebildet. Die zwei äusseren, ungleichschenkligen Flächen werden gebildet durch die Grenze der Atmosphäre, sind daher konvex und bilden mit der Erdschattengrenzfläche eine gegen den Erd-Äquator gerichtete, schiefe, dreiseitige Lichtpyramide. Die Grundfläche derselben wird gebildet durch die Horizontebene des Beobachters.

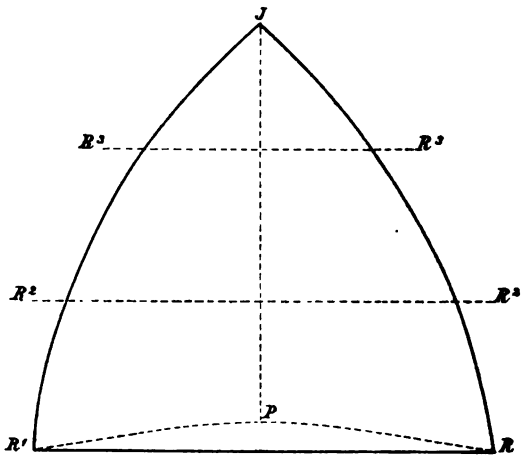


Fig. 1.

Frontalansicht.

(In Fig. 1 u. 2 ist die Basisfläche R' P R nur der Übersichtlichkeit wegen eingezeichnet. In Wirklichkeit fällt diese Fläche in eine Linie zusammen [R² R³], da sie die Horizontebene des Beobachters bildet.)

In den Tropenländern ist das Zodiakallicht in jeder hellen aber mondlosen Nacht nach eingetretener Dunkelheit in vollem Glanze sichtbar und erscheint unter dem Äquator in Übereinstimmung mit unserer Theorie als eine für den Beobachter ungefähr senkrecht aufsteigende Lichtpyramide (Fig. 1). Je weiter aber der Beobachtungsort vom Äquator entfernt ist, destomehr kommt die Seitenansicht analog unseren Zeichnungen 2, 4 und 5 zur Geltung, bis es in unseren Breiten, durch den weiten Weg durch die Atmosphäre und die lange Dämmerung bedeutend geschwächt, als schiefe, mattleuchtende Lichtpyramide meistens schon nach 2 bis 3 Stunden in den Tiefen des Horizontes verschwindet. Zwischen den Wendekreisen ziehen sich die hellsten Partien vom Grunde aus mit abnehmendem Glanze durch die Mitte des Zodiakallichts (Fig. 1 J P), was nach unserer Auffassung mit der Mächtigkeit der reflektierenden Luftschichten im genauen Verhältnisse steht. Im Einklange mit unserer Annahme sehen wir in den höheren Breiten der südlichen Halbkugel das Zodiakallicht als eine schiefe, nach Norden geneigte Lichtpyramide, während dieselbe auf der nördlichen Halbkugel nach Süden gerichtet ist.

Digitized by Google

Mit der Entfernung vom Äquator wächst auf beiden Halbkugeln auch die Schiefe der Lichtpyramide. Verschiedene Beobachter unterscheiden in der Mitte des Zodiakallichtkegels einen zweiten, kleineren und besonders hellen Lichtkegel, welcher von der Basis aufsteigt und in den äusseren, schwächeren Lichtkegel allmählich abblasst[1]). Dieser scheinbare Kern des Zodiakallichts wird nach unserer Zeichnung gebildet durch die relativ grosse Tiefe der beleuchteten Luftschichten, welche gegen den Horizont nicht nur dimensional, sondern auch in Bezug auf ihre Dichtigkeit stetig zunehmen (siehe Tafel H P K). Nach den Beobachtungen von Lewis, welche er zu Germantown unter 40° nördlicher Breite in Nordamerika machte, lag die grösste Helligkeit nicht in der Achse des Lichtkegels, sondern mehr südlich davon, genau in der Ekliptik[1]). Mit Überzeugung kann ich diese Beobachtungen nach eigenen Wahrnehmungen dahin bestätigen, dass das Intensitätsmaximum für meinen Beobachtungsort, 47° nördliche Breite, südlich der Mitte liegt (siehe Beobachtungsergebnisse S. 143 bis 146). Zugleich kann ich auch nach vielen Beobachtungen ergänzen, dass der südliche Schenkel regelmässig heller und bestimmter ist als der nördliche. Wenn wir einen Blick auf die Zeichnung der Tafel werfen, so entspricht der südliche, für unsere Breiten anscheinend gerade aus dem Horizont aufsteigende Schenkel der Linie R J. Der nördliche, gebogene aber unbestimmtere Schenkel hingegen entspricht der Linie J P. Wenn wir uns nun den beleuchteten Linsenausschnitt halb seitlich betrachtet vergegenwärtigen (siehe umstehende Fig. 2), so entspricht diese Ansicht der Lichtpyramide ungefähr der Perspektive unserer Breiten. Die Fläche R R^1 J entspricht in der Tafel der Linie R J, bildet also die Erdschattenbegrenzung. Die Linie J P ist ein Stück des atmosphärischen Äquators und die Grundfläche R R^1 P entspricht der Horizontebene. Das Intensitätsmaximum, welches für unsere Breiten etwa im ersten Drittel der Pyramide, südlich der Mitte liegt, fällt mit dem von uns abgewandten Schenkel R^1J zusammen.

Anders stellt sich dieses Verhältnis in der Äquatorialzone, denn dort wird die Lichtachse durch den atmosphärischen Äquator J P gebildet (vergl. Fig. 1 und 2). Die grosse Leuchtkraft des tropischen Zodiakallichts im Vergleich zu dem schwachen Lichte unserer Breiten findet demnach durch die Stellung zum beleuchteten Linsenausschnitt

[1]) Klein, Handbuch der allgemeinen Himmelsbeschreibung. Dritte Auflage. 1901. S. 72 u. 73.

Digitized by Google

und die dadurch bedingte ungleiche Tiefe der beleuchteten Atmosphäre eine weitere einfache Erklärung. Die Helligkeitsabstufungen im Zodiakallichte stehen demzufolge für alle Breiten mit der Mächtigkeit und Dichtigkeit der beleuchteten Atmosphäre in direktem Verhältnis. Den ganzen Umfang des Zodiakallichtes zu erblicken, wird uns aber niemals möglich sein; die Strahlen der äusseren und schwächsten Teile werden von den unteren Luftschichten absorbiert und das um so mehr, je näher sie am Horizonte stehen. Wie wir aber im Verlaufe der weiteren Ausführungen sehen werden, ist die wirklich sichtbare Dimension der Lichtpyramide namentlich in höheren Breiten viel grösser, als gewöhnlich angenommen wird; dieselbe ist

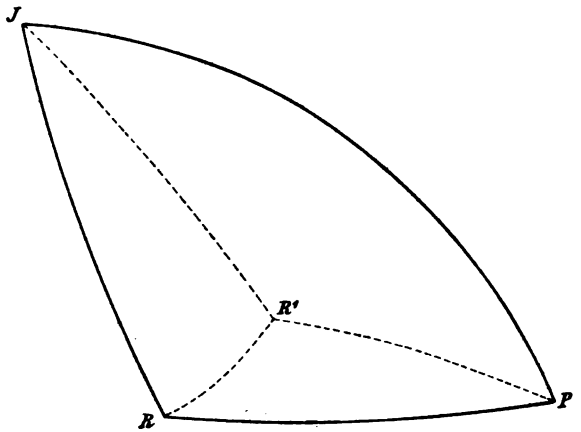


Fig. 2.
Ansicht halb seitlich.

natürlich sehr abhängig von der reinen Luft der unteren Schichten, und daher kann auch die oft sehr steil aufsteigende Lichtpyramide des Zodiakallichts nicht als Massstab für unsere abgeplattete Lufthülle dienen. Es mag nun vielleicht die Frage aufgeworfen werden, ob die Luft in der Verdünnung, wie sie in den Regionen des Zodiakallichts sein wird, noch als reflektierend angesehen werden dürfe. Wenn wir die ausserordentlich geringe Dichtigkeit der Kometenschweife in Vergleich ziehen, welche mit Wahrscheinlichkeit neben elektrischem Eigenlicht auch Sonnenlicht reflektieren, so dürfen wir obige Frage wohl in bejahendem Sinne beantworten.

Schon wiederholt wurde zugleich mit dem Zodiakallichte bei ganz klarer Luft im Osten eine in Gestalt ähnliche, jedoch schwächere

Digitized by Google

Lichterscheinung gesehen. Nach Klein hat dieses Licht zuerst P. Pezenas im Jahre 1730 beobachtet. Später erblickte es in den Jahren 1799—1803 auch Humboldt in Südamerika und hielt den Gegenschein, wie diese Lichterscheinung genannt wird, für eine reflektive Erscheinung des Zodiakallichts. In seltenen Fällen sah man bei vorzüglich durchsichtiger Atmosphäre das Zodiakallicht und den Gegenschein durch eine von Osten nach Westen reichende schwache Lichtzone verbunden. Brorsen bemerkte diese Verbindung zuerst und nannte sie Lichtbrücke. Zugleich erklärte er entgegen der Auffassung Humboldts den Gegenschein als eine mit dem Zodiakallicht in Verbindung stehende, jedoch selbständige Lichterscheinung, was mit unseren weiteren Darlegungen im Einklange steht. War bis jetzt der Gegenschein und namentlich die Lichtbrücke bei den meisten Hypothesen über das Entstehen des Zodiakallichts ein Stein des Anstosses gewesen, so erklären sich nach unserer neuen Auffassung beide namentlich dann leicht, wenn wir auch den Begleiter unseres Planeten, den Mond, als weitere Lichtquelle beiziehen.

Wie das Zodiakallicht, so lassen sich auch Gegenschein und Lichtbrücke auf reflektiertes Licht zurückführen, obwohl wahrscheinlich beide, jedenfalls aber die Lichtbrücke, in Opposition zur Sonne stehen und also im Schattenkegel der Erde liegen. Die Lichtbrücke kann nun den Gedanken nahe legen, dass infolge der Zentrifugalkraft eine atmosphärische Ringbildung stattgefunden habe.

Auch ohne die Lostrennung eines atmosphärischen Ringes dürften sich durch die Wirkung der Zentrifugalkraft am atmosphärischen Äquator wieder verdichtete Gasmassen finden (siehe Seite 134 u. 135). Namentlich sind bei stauberfüllter Höhenluft durch den Einfluss der Zentrifugalkraft grössere Staubansammlungen in der äquatorialen Ebene der Atmosphäre ganz gut denkbar. Solche Staubgürtel werden sich frei schwebend für längere Zeit in den oberen atmosphärischen Regionen erhalten können, vielleicht erreichen sie zuweilen sogar die Grenze der Atmosphäre und werden natürlich die Reflexfähigkeit der äusseren Zonen und damit die Bildung einer Lichtbrücke erheblich beeinflussen. Es lassen sich demnach für die Erklärung des Gegenscheins und der Lichtbrücke folgende Fälle denken:

Auf unserer Tafel sollen M und M^1 den Trabanten unserer Erde für zwei verschiedene Fälle darstellen. Behandeln wir nun zuerst Fall I, so zeigt sich uns, dass der Mond die im Erdschatten liegenden Luftschichten mehrere Stunden lang zum grössten Teil be-

Digitized by Google

leuchtet, bevor er für den Beobachter bei H im Osten sichtbar wird. Bei sehr klarer Luft aber ist es bei H möglich, einen Teil dieser mondbeleuchteten Atmosphäre als Gegenschein C G O zu erblicken. Da die Spitzen des Zodiakallichts und des Gegenscheins ineinander greifen (siehe J G), so verstärken sich diese zwei Lichter in ihren schwächsten Teilen gegenseitig, und es bildet sich für den Beobachter bei H über das Himmelsgewölbe eine schwache Lichtzone, welche Zodiakallicht und Gegenschein verbindet, die Lichtbrücke. Ist indessen durch die vorgerückte Abendstunde der Beobachtungsort H nach H^1 verlegt worden, so hat im Laufe der Zeit das Zodiakallicht R^1 J P^1 an Ausdehnung und Glanz stetig abgenommen, während sich der Gegenschein D G O^1 stark verlängert hat und mit dem hinter den Horizont versinkenden Zodiakallicht die Verbindung aufrecht erhält. Ein mattes Dämmerlicht am östlichen Himmel bildet in diesem Falle den Schluss des seltenen Phänomens und verkündet das Nahen des stillen Regenten der Nacht. Weit häufiger aber tritt der Fall ein, dass Zodiakallicht und Gegenschein sichtbar sind, ohne dass sich eine Lichtbrücke bildet. Es liegt diese Ursache entweder in ungeeigneten atmosphärischen Verhältnissen, oder es ist die Bildung einer Lichtbrücke durch eine ungeeignete Stellung des Mondes verunmöglicht, wie das Fall II veranschaulichen soll. Hier kann der Mond M^1 für den Beobachter bei H noch keinen bemerkbaren Gegenschein erzeugen; erst in späterer Stunde in H^1 gelangt dieser zu einiger Intensität, C^1 G^1 O^1. Eine Lichtbrücke aber kann durch Mondlicht nach dieser Auffassung nicht entstehen, da die Strecke G^1 J völlig im Erdschatten liegt und weder von Sonnen- noch Mondstrahlen erreicht werden kann. Um die ganze Erscheinung des Zodiakallichtes recht zu verstehen, müssen wir, wie schon betont wurde, die vom Zenith gegen den Horizont stetig zunehmende Absorptionskraft der Atmosphäre und die erhöhte Reflexionskraft des atmosphärischen Äquators stets in Mitberechnung ziehen. Nur in Berücksichtigung dieser Faktoren erklärt sich aus dem Mondlicht die Bildung einer scheinbar parallelen Lichtbrücke, die aus der Verlängerung des Gegenscheins hervorgeht. Vom Gegenscheine selbst aber dürfen wir nur noch den Kern oder inneren Kegel als reflektierend annehmen.

Sollten aber Beobachtungen von geeigneten Positionen unserer Erde ergeben, dass die Bildung einer Lichtbrücke möglich ist, auch wenn sie nicht mit dem Einfluss des Mondes in Zusammenhang gebracht werden kann, so müssten wir ihre Entstehung in anderen Lichtquellen suchen.

Digitized by Google

Nach Brenner's Beobachtungen zeigten sich am 9. April 1896 Zodiakallicht, Gegenschein und Lichtbrücke in besonderer Intensität. Beachtenswert ist in seinen Berichten[1]) der Umstand, dass der Gegenschein schon um 9½ Uhr, eine Stunde vor dem Zodiakallichte, verschwand. Wir können dieses Ergebnis mit dem erwähnten Falle aus reflektiertem Mondlicht nicht erklären. Denkbar wäre allerdings eine leichte Trübung der Atmosphäre gegen Osten. Trifft aber dies für jene Beobachtungen nicht zu, so liesse sich das vorzeitige Erlöschen des Gegenscheins nur nach Humboldt's Auffassung als eine reflektive Erscheinung des westlichen Zodiakallichts erklären. Da in günstigen Beobachtungsnächten die Leuchtkraft des Zodiakallichts die Intensität der Milchstrasse in ihren hellsten Partien wohl 10 mal übersteigen kann, so ist ein Reflexionsvermögen am dunklen Nachthimmel durch den verdichteten atmosphärischen Äquator in der Tat nicht ganz ausgeschlossen. Vielleicht leisten auch noch die ungeschwächten Strahlen der Gestirne einen Beitrag, so dass diese mehrfachen Lichtquellen die äusseren verdichteten Zonen in eine Dämmerung versetzen, deren Reflexwirkung bei vorzüglich durchsichtiger Luft bis zur Erde reicht.

Eine weitere Erklärung für die Bildung eines Gegenscheins finden wir, wenn wir unserer Lufthülle über dem Äquator eine Höhe zumuten, die mindestens der Länge von zwei Dritteln des Erddurchmessers entspricht. Es wäre in diesem Falle der Gegenschein N durch reflektiertes Sonnenlicht gebildet und für den Beobachter bei H^1 nichts anderes, als das im Osten entstehende Zodiakallicht. Es mag nun die Annahme dieser gewaltigen Dimension und Abplattung unserer Atmosphäre vielen als sehr gewagt erscheinen, und sie würde überhaupt erst an Wahrscheinlichkeit gewinnen, wenn der Gegenschein zu einer Zeit erblickt würde, welche sich nicht auf die Ursache des Mondes zurückführen liesse. Dass sich auch ohne die Notwendigkeit solcher Höhenannahmen am Morgenhimmel ein östliches Zodiakallicht vor Beginn der Morgendämmerung bilden muss, und zwar auf dieselbe Art wie am Abendhimmel, braucht kaum mehr in ausführlicher Weise nachgewiesen zu werden. Aus allen den angeführten Fällen geht hervor, dass die Bildung des Gegenscheins und der Lichtbrücke aus verschiedenen Reflexwirkungen möglich ist, und ich halte es für wahrscheinlich, dass ihre Entstehung oft dem Zusammenwirken verschiedener Faktoren zuzuschreiben ist.

[1]) Brenner, Astronomische Rundschau. Lussinpiccolo. Bd. VIII. 1906. S. 243.

Digitized by Google

Der dunkle Saum, welcher in den Tropen oft eine Zeitlang die Basis des Zodiakallichts bildet, kann jedenfalls nur auf ausgedehnten Ebenen bemerkbar werden und wird seine Entstehung über der Erde lagernden Dünsten verdanken, welche das Licht der Basis in vermehrter Weise absorbieren.

Beachtung verdient an dieser Stelle der weitere Umstand, dass das westliche Zodiakallicht am Abendhimmel im allgemeinen heller ist, als das östliche am Morgenhimmel. Die Ursache liegt wahrscheinlich in den tieferen Schichten der Erdatmosphäre selbst, indem dieselben in ihrer Durchsichtigkeit im Osten und Westen, ferner auch morgens und abends Verschiedenheiten aufweisen. Nach den Beobachtungen der meteorologischen Zentralanstalt in Wien durch Samec[1]) zeigen die Morgenstunden die geringste Fernsicht. Das Maximum der Durchsichtigkeit wird im allgemeinen nachm. 2 h erreicht und bleibt in die Abendstunden ziemlich konstant. Ferner zeigten auch die verschiedenen Himmelsrichtungen Ost, Süd und West in ihrer Klarheit allgemeine Unterschiede. Die grösste Fernsicht zeigte sich nach Westen, dann folgte Osten und nach Süden (über die Stadt) zeigte sich die Luft am trübsten. Diese Beobachtungen gelten natürlich nur für die dortigen Verhältnisse, und es dürften gewisse Verschiedenheiten, welche aus den örtlichen Sonderverhältnissen abzuleiten sind, auch anderwärts gefunden werden. So schätze ich die Luftdurchsichtigkeit von meinem Standort aus folgendermassen: Maximum Westen, dann folgen Süden, Osten, Norden. Mit den Untersuchungen von Samec sind auch die Beobachtungen von Ricca beim astrophysikalischen Observatorium in Catania[1]) teilweise übereinstimmend, indem auch er das Minimum der atmosphärischen Durchsichtigkeit in den Morgenstunden gefunden hat. Aus den angeführten Ergebnissen dürfte also die Intensitätsverschiedenheit des westlichen und östlichen Zodiakallichts eine annehmbare Erklärung gefunden haben.

Verschiedene Beobachter berichten übereinstimmend von Lichtschwankungen, welche an demselben Abend im Zodiakallichte wahrgenommen wurden. Auch der Verfasser dieser Abhandlung glaubt aus eigenen Wahrnehmungen in einzelnen Fällen diese Beobachtungen bestätigen zu dürfen. Anfänglich begegnete ich dieser Erscheinung mit Zweifel, da die Sache auch auf Selbsttäuschung beruhen könnte. Im Verlaufe von 17 Beobachtungsjahren habe ich das

[1]) Klein, Jahrbuch der Astronomie u. Geophysik. XVI. 1905. S. 350 u. 351.

Digitized by Google

Zodiakallicht wohl einige hundertmal gesehen und es sind mir wiederholte Fälle in Erinnerung geblieben, in denen auch ich bei scheinbar guter Luft innerhalb 1—2 Stunden Intensitätsschwankungen vermuten musste. Ich schliesse mich daher einstweilen anderen Beobachtern an und erkläre diese Schwankungen aus raschen Veränderungen in den unteren Luftschichten. Dabei scheint es mir nicht ausgeschlossen, dass auch hohe und dichte Wolkenschichten über dem Punkte W (siehe Tafel) durch ihren Schatten eine Reduktion der Leuchtkraft des Zodiakallichts hervorbringen könnten. Mit solchen Schatten sind auch jedenfalls die sogen. Spalten oder dunklen Streifen im Zodiakallichtkegel identisch, welche nur wenige Beobachter wahrgenommen haben. Die günstige Konstellation einiger grosser Cumuluswolken über dem Punkte W könnten im Zodiakallicht für den Beobachter bei H und H' bei sehr durchsichtiger Luft ganz gut derartige Schattenbilder hervorrufen.

Neben diesen zufälligen und wohl ziemlich seltenen Lichtschwankungen, wie wir sie oben erwähnt haben, wollen verschiedene Beobachter auch eine periodische Schwankung in der Intensität des Zodiakallichts bemerkt haben, welche einen Parallelismus zu den elektrischen Beziehungen der Sonnenfleckenperioden verraten, wie solches R. Wolf bei den Intensitätsschwankungen der Polarlichter bereits sicher konstatiert hat. Eine weitere Bestätigung scheint diese Annahme darin zu finden, dass nach den spektralanalytischen Untersuchungen von Angström und Vogel im Zodiakallicht die grüne Nordlichtlinie auftritt, welche nach neuen Untersuchungen von Ramsay, dem Entdecker der in unserer Atmosphäre vorhandenen Elemente Argon, Helium, Neon und Xenon durch ein weiteres atmosphärisches Element, das Krypton, verursacht wird. Dieses neue Element soll bei den grössten Luftverdünnungen im Spektrum als eine grüne Linie hell sichtbar bleiben und mit seiner Wellenlänge mit der Hauptlinie des Nordlichtspektrums genau übereinstimmen [1]). Nach den Untersuchungen von Angström und Vogel wurden nicht allein im Zodiakallichte deutliche Spuren der Nordlichtlinie gefunden, sondern sie wurde auch in anderen Teilen des Himmels nachgewiesen. Ähnliches bestätigte 1874 auch A. W. Wright, der die Nordlichtlinie nur dann im Zodiakallichte gefunden hat, wenn dieselbe auchausserhalb desselben auftrat. Im Gegensatze zu diesen Resultaten haben Piazzi-Smyth, Cacciatore, Tacchini und Ricco nach übereinstimmenden Resultaten im Zodiakallichtspektrum die grüne Nord-

[1]) Brenner, Astronomische Rundschau. Lussinpiccolo. Bd. V. 1903. S. 28.

Digitized by Google

lichtlinie nicht gefunden[1]). Aus dem Ergebnis dieser verschiedenen Untersuchungen geht hervor, dass das Zodiakallicht mit der Nordlichtlinie in keinem direkten Zusammenhange steht. Die Ergebnisse aus den spektroskopischen Untersuchungen des Zodiakallichts zeigen merkwürdigerweise auch heute noch einen Widerspruch, indem die einen Beobachter einen Lichtreflex fester Moleküle ableiten wollen, während andere das gefundene Resultat auf reflektierende Gasmassen zurückführen. So viel dürfte aber heute mit Sicherheit angenommen werden, dass das Zodiakallichtspektrum in Wirklichkeit ein rein kontinuierliches ist, d. h. ein reflektiertes Sonnenspektrum, dessen genaue Detaillierung durch die Lichtschwäche des Spektralbandes sehr erschwert wird.

Es ist nun durchaus nicht ausgeschlossen, dass zu gewissen Zeiten, namentlich nach heftigen vulkanischen Eruptionen, die oberen atmosphärischen Regionen so von Staubteilchen durchdrungen sind, dass die spektroskopischen Untersuchungen des Zodiakallichts wirklich auf einen Lichtreflex fester Moleküle hindeuten können. Wir wissen, dass die atmosphärischen Niederschläge in Form von Regen und Schnee die Staubteilchen der Luft auf ihrem Wege auffangen und zur Erde reissen. Über den Wolken, wo keine Kondensation der Wasserdämpfe mehr stattfindet, hört auch dieser Reinigungsprozess auf. Dass feste tellurische Massenteilchen, namentlich feiner Vulkanstaub, die Grenzen der Wolken weit überschreiten, beweisen die leuchtenden Jesse'schen Nachtwolken. Diese Staubteilchen zeigen sich uns aber nicht allein in diesen interessanten Wolkengebilden, sondern sie erfüllen zuweilen nach vulkanischen Ausbrüchen die höheren Luftregionen über den Wolken derart, dass die Erde von einem zarten Schleier mehr oder weniger umhüllt ist. Bei wolkenlosem Himmel bewirken diese Staubmassen ähnliche optische Erscheinungen, wie sie aus dem Lichtbrechungsvermögen der sechseckigen Eiskristalle der Cirrostrati hervorgehen, welche die schönen Halophänomene verursachen. Wir kennen den eigenartigen, braunen Reflex dieses atmosphärischen Höhenstaubes als Bishop'schen Sonnenring, der namentlich unmittelbar nach Sonnenuntergang am deutlichsten über dem Horizont als breiter Halbkreis hervortritt, oft aber auch während der ganzen Tageszeit die Sonne und nachts als weisser Ring den Mond umschliesst, wenn wir für seine Beobachtung die blendenden Strahlen abhalten. Die Erfahrung lehrt

[1]) Scheiner, Die Spektralanalyse der Gestirne. Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig. 1890. S. 342 u. 343.

Digitized by Google

nun, dass die Reinigung dieser stauberfüllten Höhenluft über der Wasserdampfzone der Atmosphäre Jahre erfordert, und vollständig staubfrei werden diese Regionen wohl niemals werden. Ein Teil dieser Staubmassen wird allmählich wieder in die Wolkenregionen zurücksinken und so der Erde zugeführt werden. Fraglich bleibt es, ob die feinsten Staubteilchen, nachdem sie einmal diese bedeutenden Höhen erreicht haben, durch die Wirkung der Zentrifugalkraft und aufsteigende Strömungen bis in die äusseren atmosphärischen Zonen gelangen können und sich dort eventuell auch mit kosmischem Staube vermengen. Jedenfalls sind die atmosphärischen Zonen über den Wolken bis in bedeutende Höhen hinauf mit Staubteilchen mehr oder weniger durchsetzt. Von der Erde aus gesehen fällt nun der Lichtreflex dieser festen Moleküle für alle reflektierenden Höhenabstände in die scheinbare Fläche des Zodiakallichts, und seine Intensität wird durch das Auftreten atmosphärischen Höhenstaubes jedenfalls nur erhöht. Wer sich schon längere Zeit mit Beobachtungen des Zodiakallichts befasst hat, erinnert sich an Perioden, da seine Intensität besonders auffallend war, und wiederum bleiben klare Nächte in Erinnerung, welche nur eine mittelmässige Leuchtkraft der Lichtpyramide ergaben. Es ist nun sehr naheliegend, diese Intensitätsunterschiede mit dem jeweiligen Staubgehalte der atmosphärischen Höhenluft in Verbindung zu bringen und es bleibt interessant, festzustellen, ob das Auftreten des Bishop'schen Ringes mit der vermehrten Leuchtkraft des Zodialkallichts einen Parallelismus aufweise. Nach diesen Darlegungen ist der Widerspruch der spektralanalytischen Ergebnisse jedenfalls nur ein scheinbarer. Je nach dem Staubgehalt der Atmosphäre werden spektroskopische Untersuchungen mehr einen Lichtreflex fester Moleküle, oder aber wieder reflektierende Gasmassen verraten.

Auch die genaue Ortsbestimmung des Zodiakallichts hat bis heute zu keinen endgültigen Ergebnissen geführt, und es verdient dieselbe an dieser Stelle eine eingehende Besprechung. Aus den einfachen Ergebnissen der Zentrifugalkraft müssten wir notwendig schliessen können, dass das Zodiakallicht genau im Westen und Osten sichtbar würde. Das ist aber nicht der Fall, denn seine Lage nähert sich mehr der Ekliptik.

Die genaue Ortsbestimmung des Zodiakallichts und des Gegenscheins ist auch für den Fachgelehrten bei der grössten Sorgfalt und bei allen Vorteilen mathematisch-physikalisch genauer Instrumente sehr schwierig, da sich keine bestimmten Lichtgrenzen erkennen lassen.

Digitized by Google

So sind denn auch die Resultate bisheriger Beobachtungen noch unsicher, zum Teil sogar widersprechend. Ich kann mich nicht enthalten, diesbezüglich einige Angaben aus dem bereits angeführten Werke von Klein herauszugreifen. Nach den Beobachtungen von Weber liegt die Spitze des östlichen Zodiakallichts 2 bis 3° südlich von der Ekliptik, die westliche um ebensoviel nördlich davon. Ebenso bemerkenswert sind die getrennten Untersuchungen von Lewis und Barnard, wonach der Gegenschein stets etwas nördlich von der Ekliptik, niemals südlich von ihr wahrgenommen wurde. Genauere Beobachtungen hat in neuerer Zeit namentlich M. Wolf auf dem astrophys. Observatorium Heidelberg vermittelst seines selbsterfundenen Schnitt-Photometers gemacht. Sein Verfahren berechtigt zur Hoffnung, Lage und Lichtverteilung im Zodiakallichte genauer feststellen zu können. Es geht aus den betr. Untersuchungen hervor, dass die hellsten Teile nicht, wie erwartet wurde, in der Ekliptik liegen, sondern um mehrere Grade nördlich von ihr[1]). Diesen Untersuchungen gegenüber haben wir weiter oben bemerkt, dass Lewis die grösste Helligkeit im Zodiakallichte genau in der Ekliptik fand. Die Verschiedenheit dieser Resultate ist sehr auffallend. Versuchen wir, ihre Ursache näher zu erklären. Bekanntlich wirkt die Gravitation, welche unsere Himmelskörper unter sich ausüben, oft störend auf ihre Bahnverhältnisse. Ganz ähnlich wird auch die Gravitation der Sonne und des Mondes einen Einfluss auf die Lage unseres atmosphärischen Äquators ausüben und denselben aus der Ebene des Erd-Äquators ablenken. Da aber der Mond durch seinen Lauf um die Erde die Stellung zu Sonne und Erde täglich wechselt, während die Erde ihre 24-stündige Rotation ausführt, so bleiben dadurch die Kraftverhältnisse auf einzelne Teile unseres atmosphärischen Äquators nicht dieselben. Wir dürfen daher kaum annehmen, dass die Lage des Äquators unserer leichtbeweglichen Lufthülle eine ganz konstante sein könne. Namentlich aber werden auch die nördliche und südliche Erdhälfte auf die abgeplattete Atmosphäre eine ungleich starke Anziehungskraft ausüben. Wir wissen, dass bei gleichem Volumen die Schwerkraft eines Körpers steigt wie das spezifische Gewicht desselben. Aus der vermehrten Gravitation der grösseren Masse erklärt sich die Abweichung des Senkbleis neben einem hohen Berg gegen denselben, so z. B. für die Zentralschweiz die allgemeine Abwei-

[1]) M. Wolf, Über die Bestimmung der Lage des Zodiakallichts und den Gegenschein. Separatabdruck aus den Sitzungsberichten der mathem.-phys. Klasse der königl. bayr. Akademie der Wissenschaften. Bd. XXX. 1900. Heft 2. S. 206.

Digitized by Google

chung des Lotes gegen Südosten. Unsere Erde vereinigt nun bekanntlich weitaus die grössten Kontinente auf der nördlichen Halbkugel, während sich die südliche Halbkugel an Land auffallend arm zeigt. In Betracht kommt dabei neben der Meerestiefe die Überhöhung des Festlandes über dem Meeresniveau, so dass das Festland dem Meere nicht allein erhöhtes spezifisches Gewicht, sondern auch vermehrte Masse gegenüberstellt. Daraus ergibt sich die physikalische Notwendigkeit, dass die Gleichgewichtsebene unserer nördlichen und südlichen Halbkugel nicht mit dem Erdäquator zusammenfallen kann. Sie wird im allgemeinen der Richtung der Ekliptik folgen, nur mit dem Unterschiede, dass ihr Winkel mit der Äquatorebene grösser sein wird als die sog. Schiefe der Ekliptik, oder mit anderen Worten, die Gleichgewichtsebene der Erde würde auf der nördlichen Halbkugel nördlich vom Wendekreis des Krebses den Erdteil Asien durchziehen und in der südlichen Halbkugel läge der südlichste Punkt im Weltmeer ungefähr südlich der Oster-Insel, also südlich vom Wendekreis des Steinbocks. Wenn nun auf den Äquator unserer Atmosphäre nur die Zentrifugalkraft der täglichen Erdrotation wirken würde, so müsste der atmosphärische Äquator in der verlängerten Ebene des Erdäquators liegen. Die ungleiche Schwerkraft der beiden Halbkugeln aber drängt den atmosphärischen Äquator aus der Ebene des Erdäquators hinaus gegen die Ebene der Ekliptik und es kann daher, mathematisch genommen, der Äquator der Atmosphäre nicht über dem Erdäquator liegen. Bei diesen Überlegungen streifen wir nochmals die Frage, ob die äussersten Zonen der Atmosphäre, also namentlich der atmosphärische Äquator, noch der Rotation der Erde folgen, oder ob nach aussen hin ein allmähliches Zurückbleiben der Luftteile stattfinde. Die Beantwortung dieser Frage ist nicht leicht und wird von unseren Physikern auch ungleich aufgefasst. Indessen haben nach Förster[1]) Untersuchungen in den unteren Luftschichten in einer Höhe von 10—40 km über die Folgeerscheinungen des Krakatoaausbruches, ferner auch die Lichtwölkchen der Meteore, sowie auch theoretische Untersuchungen Resultate ergeben, nach welchen schon in diesen relativ geringen Höhen ein Zurückbleiben der Luftschichten vermutet wird. Gestützt darauf dürften wir die Folgerung ziehen, dass die äussersten äquatorialen Zonen unserer Lufthülle nicht mehr in proportionaler Umdrehung zur Erde stehen, so dass

[1]) Förster, Von der Erdatmosphäre zum Himmelsraume. Verlag v. Hermann Hillger. 1906. S. 23.

Digitized by Google

nach aussen eine allmähliche Verlangsamung oder Nachschleppung stattfindet, wodurch natürlich das ungleiche Attraktionsverhältnis der beiden Halbkugeln und damit die Abweichung aus der Äquatorebene der Erde um so mehr zur Geltung gelangen müsste. Wenn wir nun die kosmischen Beziehungen der abgeplatteten Erdatmosphäre zu unseren nächsten Himmelskörpern Sonne und Mond und zum allerdings noch hypothetischen Weltäther näher ins Auge fassen, so entspricht eine Erdatmosphäre, deren Äquatorebene nicht mit dem Erdäquator, sondern mit der Ekliptikebene nahe zusammenfällt, dem Gesetze des kosmischen Gleichgewichts weit besser und würde einen allfälligen Gegenzug des Weltäthers auch besser aushalten, da die abgeplattete Lufthülle bei ihrer Bahn mit der Erde mit ihrer wahrscheinlich verdichteten Äquatorkante vorausgeht (siehe Fig. 3). Ein weiterer Gedanke drängt sich uns auf im Anschluss an die meteorologischen Verhältnisse unserer Pole, wie wir sie auf Seite 118—121 besprochen haben. Es ist bekannt, dass auf der nördlichen Halbkugel der geographische Nordpol nicht mit dem Kältepol der nördlichen Halbkugel zusammenfällt. Wir finden auf derselben zwei Punkte, wo die mittlere Jahrestemperatur besonders tief steht. Der eine Kältepol liegt in Nord-Sibirien bei Werchojansk, der andere aber im Norden von Nordamerika im nördlichen Eismeer bei den Parry-Inseln. Den Kältepol bei Werchojansk könnten wir leicht aus seiner kontinentalen Lage ableiten; schwieriger dürfte aber der nordamerikanische Kältepol, der im nördlichen Eismeere liegt, zu erklären sein. Interessante Anhaltspunkte finden wir nun, wenn wir aus der Lage des atmosphärischen Äquators in der Nähe der Ekliptikebene die mutmassliche Lage des nördlichen atmosphärischen Poles ableiten.

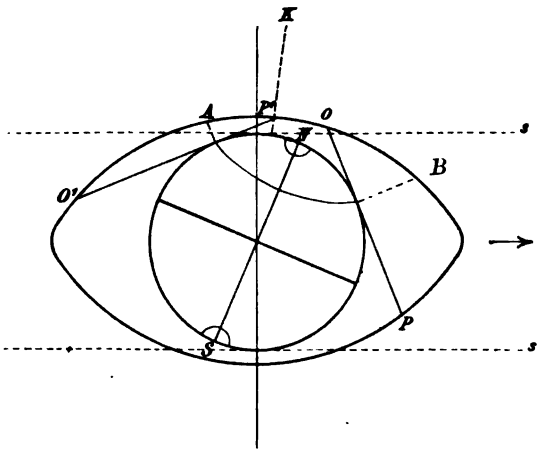


Fig. 3.

O P u. O¹P¹ Horizontebenen.
A u. B Höhen der Atmosphäre unter gleicher Breite.
K Nordamerikanischer Kältepol.
s s Sonnenstrahlen.

Digitized by Google

Da der atmosphärische Äquator sich in der Nähe der Ekliptik befindet, so wird auch der atmosphärische Pol eine entsprechende Verlegung vom geographischen Pol erfahren und muss daher mit dem nordamerikanischen Kältepol nahe zusammenfallen. Die tiefe Temperatur jener Gebiete lässt sich demnach mit der geringsten Höhe der Erdatmosphäre in Zusammenhang bringen (siehe K Fig. 3). Weiter zeigt sich uns, dass sich dieser relativ niedere Luftmantel langsam ansteigend auch über den nördlichen Teil des nordamerikanischen Festlandes erstrecken wird (vergleiche Fig. 3 A und B). Die grosse jährliche Amplitude dieses Gebietes ist bekannt. Übereinstimmend zeigen auch die Jahres-Isothermen Temperaturen, wie sie 10 Grad nördlicher über Grönland gefunden werden. Wir geben nun gerne zu, dass die interessanten Temperaturverhältnisse der verschiedenen Zonen unserer Erde zum Teil auf ganz anderen Ursachen beruhen, und dass z. B. die östliche Küste des nordamerikanischen Festlandes durch den Polarstrom bestrichen wird. Dennoch halten wir einen Zusammenhang mit der Höhe des Luftmantels nicht allein für die Pole, sondern auch für die gemässigten Zonen für wahrscheinlich, und es dürfte sich daher empfehlen, auch diesen Faktor in Mitberechnung zu ziehen. Interessant wäre es, zu erfahren, ob auf der entgegengesetzten Seite, gegen den Südpol zu, auch besonders tiefe Temperaturen gefunden werden. Leider sind die Gebiete der Antarktis heute noch zu wenig durchforscht, um jetzt schon diese theoretischen Folgerungen endgültig beantworten zu können.

Wir kehren nach diesen Abschweifungen zu unserem Grundthema, dem Zodiakallichte, zurück. Durch die Verlegung des atmosphärischen Äquators gegen die Ekliptik ist auch die Lage des Zodiakallichts vollständig erklärt. Für Beobachtungen aus höheren Breiten aber treten noch andere Komplikationen hinzu, welche der vollen Beachtung wert sind. Aus der vorangegangenen Besprechung über die Entstehung des Zodiakallichts können wir folgern, dass es für einen bestimmten Beobachtungsort mit zunehmender Abendstunde seinen Abstand von der Erde konstant vergrössern muss. Nach beiliegender Tafel entspricht der Abstand bei B dem Beobachtungsort H, während B^1 dem Beobachtungsort H^1 entspricht. In der Äquatorialzone kann der mit jeder Stunde bedeutend wachsende Abstand des Zodiakallichts von der Erde nicht beobachtet werden, da seine Rückzugslinie mit der Sehachse des Beobachters beinahe zusammenfällt. Je weiter wir uns aber den Beobachtungsort vom Äquator entfernt denken, um so mehr gibt sich der jeden Abend steigende Abstand von der Erde in einer

Digitized by Google

horizontalen Änderung der ursprünglichen Lage kund, d. h. das westliche Zodiakallicht wird für die nördlichen Breiten bis zu seinem Verschwinden eine nördliche Verschiebung zeigen, während es in südlichen Breiten seine Lage gegen Süden ändern muss.

Mit diesen örtlichen Änderungen des südlichen Schenkels und der Lichtachse aber muss auch eine konstante Veränderung ihrer Einfallswinkel zur Horizontebene eintreten (siehe Tafel, Winkel a u. b), und auch diese Veränderungen können nicht unter dem Äquator gesehen werden, dagegen treten sie um so deutlicher hervor, je mehr wir uns von demselben entfernen. Die Zodiakallichtbeobachtungen höherer Breiten sind daher keineswegs so unlohnend und aussichtslos, wie vielfach angenommen wird; denn gerade hier werden in der Lichtpyramide Veränderungen sichtbar, welche wir in der äquatorialen Zone unserer Erde vergeblich suchen. Allerdings leiden die Beobachtungen in höheren Breiten sehr an der Lichtschwäche der Erscheinung, und wirklich gute Beobachtungsnächte gibt es hier im Jahre vielleicht 1—3, vielleicht auch gar keine, trotzdem das Zodiakallicht viel häufiger sichtbar ist, als gewöhnlich angenommen wird, worauf wir später noch einmal zurückkommen. Aber auch in guten Beobachtungsnächten sind in unseren Breiten genaue Beobachtungen und Messungen am Zodiakallichte sehr schwierige Probleme, die örtlich lange nicht überall durchführbar sind. Vor allem gehört dazu ein gutes, für lichtschwache Eindrücke empfängliches Auge. Dabei ist jede störende Beleuchtung unbedingt zu meiden, und wenn es auch nur das Licht einer Laterne oder eines nahen Hauses sein würde. Vollständig aussichtslos für gute Beobachtungen ist daher die Nähe von grösseren Ortschaften mit ihrer Nachtbeleuchtung; ja schon intensiv strahlende Planeten im Zodiakallichte können die Sicherheit genauer Beobachtung erheblich beeinträchtigen. Von Wichtigkeit für die Wahl einer Beobachtungsstation ist ferner die relative Höhe derselben; immerhin halte ich eine kleine Überhöhung des Horizontes, wie das für meinen persönlichen Standort zutrifft, nicht für ungünstig. Die der Horizontebene nächstgelegenen lichtschwachen Partien der südlichen und nördlichen Begrenzung erleiden infolge der starken Absorptionskraft der Atmosphäre eine solche Abdämpfung, dass darunter die Sicherheit der Beobachtung für diese tiefsten Teile entschieden leidet. Eine angemessene kleinere Überhöhung des Horizonts wirkt daher ähnlich wie das Diaphragma in einem optischen Instrument, indem es die unbestimmten Randstrahlen unserem Auge ferne hält. Ein Hauptfaktor für erfolgreiche Beobachtungen bleibt natür-

Digitized by Google

lich ein tadellos klarer, mondloser Nachthimmel, was leider so selten zutrifft. Für genauere Beobachtungen dürfte es sich ferner als Regel empfehlen, zuerst das Auge an den tiefsten nachtblauen Stellen des Himmels ausruhen zu lassen, was absolut notwendig wird, wenn wir aus einem beleuchteten Lokale gekommen sind, oder wenn das Auge sonst vorher von grellem Lichte gereizt worden ist. Mit Beobachtung dieser Massregeln schreiten wir endlich zur Fixierung des Zodiakallichtkegels. Wir ziehen einen genauen und strengen Vergleich mit dem tiefen Blau des Südhimmels und der äussersten Begrenzung des südlichen Schenkels, der bei guter Luft in einer zirka 2 Grad breiten, zarten Abtönung ins reine tiefe Blau übergeht. Dabei empfiehlt es sich, für die Bestimmung der Grenzen und die nachfolgenden Messungen naheliegende Sterne als Fixpunkte anzunehmen. Ganz gleich verfahren wir bei der Bestimmung des nördlichen Schenkels, dessen Erkennung in der Regel schwerer hält, als das beim südlichen Schenkel der Fall ist. Nachdem wir nun auch die Lichtachse der Pyramide aus den verschiedenen Helligkeitsabstufungen erkannt und fixiert haben, schreiten wir endlich zur horizontalen Ortsbestimmung des südlichen Schenkels, der Lichtachse und des nördlichen Schenkels und bestimmen auch ihre Einfallswinkel zur Horizontebene. Die Einstellung der Messinstrumente muss ebenfalls ohne Licht geschehen, und nur zum Ablesen und Notieren der Resultate ist Beleuchtung zulässig (am besten eignet sich hiezu eine elektrische Taschenlampe).

Wenn die Beobachtungsverhältnisse günstig sind, so wird uns namentlich im Monat Januar die horizontale Breitenausdehnung des Zodiakallichts aufs höchste überraschen; denn sie übersteigt bei uns die bisherigen Maximalangaben ganz bedeutend. Der südliche Schenkel liegt für uns Mitte Januar abends 7 Uhr 49° südlich vom Westpunkte. Bei einem gegen Süden geneigten Einfallswinkel zur Horizontebene von 68° steigt er schräg aus dem Horizonte auf, durchzieht das Sternbild des Walfisches zwischen den Sternen α und γ und nimmt die Richtung gegen die Plejaden. Die Lichtachse (vergl. Fig. 2 R_1J) liegt zu dieser Zeit 27° südlich vom Westpunkte, verlässt die Horizontebene mit einem gegen Süden geöffneten Einfallswinkel von 63° und steigt mit allmählicher Lichtabnahme schräg aufwärts gegen die Plejaden, die meistens in der Spitze selbst oder doch nahe bei derselben liegen. Oft hatte ich schon den Eindruck, dass die Spitze des Zodiakallichts die Plejaden um 3—5° überrage. Der nördliche Schenkel kann Mitte Januar in den ersten zwei Beobachtungsstunden gegen den Horizont nur sehr schwer erkannt werden, da er dort mit der Milchstrasse zusammenfällt.

Digitized by Google

In einem spitzen Winkel verlässt er dieselbe, durchzieht das Sternbild der Andromeda in der Nähe ihrer Hauptsterne α und β, schneidet weiter das Dreieck und nimmt seine Richtung gegen die Plejaden, in deren Nähe er den südlichen Schenkel in einem abgerundeten Scheitel schneidet. Die Bestimmung der horizontalen Lage des nördlichen Schenkels kann in dieser Zeit bis 9 Uhr nur schätzungsweise aus der Verlängerung der oberen Partien nach dem Horizont geschehen; in der späteren Sichtbarkeitsperiode vom Februar und März ist die Basis des Nordschenkels schon mit Eintritt voller Dunkelheit von der Milchstrasse frei. Schon Mitte Januar trifft er die Horizontebene 36—41° nördlich vom Westpunkte mit einem nach Süden geöffneten Einfallswinkel von 58 resp. 61°. So haben wir in Wirklichkeit eine Lichterscheinung von gewaltiger Ausdehnung vor uns, welche den ganzen Westhimmel beherrscht, mit einer horizontalen Maximalausdehnung von annähernd 90°. Die hellsten Partien liegen nicht in der Mitte oder Achse der Lichtpyramide, sondern von Süden aus gerechnet ungefähr im ersten Drittel der Gesamtbasis oder genauer gesagt 27° südlich vom Westpunkt (vergl. S. 127, Beobachtungen von Lewis). Sie zeigen über dem Horizont einen deutlichen Stich ins Rote und ziehen sich, nach oben und nach der Seite ins Gelbe abblassend, vom Horizont in einer anfänglichen Breite von 20—30° schräg aufwärts gegen die Plejaden. Dies ist das Zodiakallicht vieler Beobachter. — Gegen die Schenkel nimmt die Lichtintensität beständig ab, und diese zeigen ohne scharfe Grenzen einen allmählichen Übergang vom gelblichen Stich ins reine, tiefe Blau. Im Gegensatz zur mehr körnigen Struktur der Milchstrasse hat das Zodiakallicht ein verschwommenes, milchiges Aussehen. Weder in seiner Lichtachse noch in seinen Schenkeln sind markante Lichtgrenzen zu finden. Da in den äusseren Teilen die Lichtintensität zudem sehr gering wird, so müssen auch mit ganz genauen Instrumenten und peinlicher Gewissenhaftigkeit ziemlich weite Fehlergrenzen vorausgesetzt werden. Auch ich bitte daher um gütige Nachsicht, wenn ich im Nachfolgenden aus einer grösseren Anzahl Messungsergebnissen für die Monate Januar, Februar und März als Beispiele die Resultate einiger Beobachtungsnächte herausgreife. Der grösste Wert derselben liegt darin, dass aus ihnen eine unverkennbare Gesetzmässigkeit hervorgeht, welche für die entwickelte Theorie eine grundlegende Bedeutung hat.

Um die Veränderungen am Zodiakallichte von seinem ersten Auftreten bis zu seinem Verschwinden genauer kennen zu lernen, emp-

Digitized by Google

fiehlt es sich, die Messungen systematisch alle Stunden zu wiederholen. Gegen das Frühjahr ändern sich die Basisbreite, die horizontale Lage und die Neigungswinkel des südlichen Schenkels und der Lichtachse zur Horizontebene erheblich. Um einen allgemeinen Überblick dieser Änderungen zu geben, führe ich daher für die Monate Januar, Februar und März die Resultate verschiedener Beobachtungsnächte an; sämtliche Zeitangaben beziehen sich auf die mitteleuropäische Zeit.

16. Januar 1906. Luft 1 = sehr gut.

Horizontale Lage der Schenkel und der Lichtachse.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
7h	49° südl. W.	27° südl. W.	[1]) 34° nördl. W.
8h	42° „ „	21° „ „	[1]) 36° „ „
9h	36° „ „	17° „ „	36° „ „
10h	28° „ „	12° „ „	36° „ „
11h	18° „ „	6° „ „	36° „ „
Durchschnittl. Veränderung der Lage per Std.	7,75°	5,25°	—

Einfallswinkel der Schenkel und der Lichtachse zur Horizontebene von Süden aus gemessen.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
7h	68°	63°	[2]) 58°
8h	71,5°	67°	[2]) 58°
9h	76,5°	71°	[2]) 58°
10h	81,5°	74°	[2]) 58°
11h	85°	78°	[2]) 58°
Durchschnittliche Winkelerweiterung per Std.	4,25°	3,75°	—

Interessant sind die Ergebnisse vom 27. Januar 1906, da die Luft eine seltene Klarheit zeigte und daher das Zodiakallicht nach

[1]) Die Masse des nördlichen Schenkels von 7 und 8 Uhr sind unsicher, da die Milchstrasse sich gegen den Horizont mit dem nördlichen Schenkel vereinigte. Von 9 Uhr an wurde der nördliche Schenkel vollständig frei.

[2]) Sämtliche Einfallswinkel des nördlichen Schenkels dürften in Wirklichkeit, am Horizont gemessen, wenigstens 3° grösser sein, als sie hier aufgezeichnet sind. Da es sehr schwer halten würde, aus dem äusserst zarten Lichte der Basis die richtige Grenze zu finden, so wurde der Winkel jeweils von höheren Partien genommen, welche bestimmtere Anhaltspunkte ergaben als die untersten Teile. Da der nördliche Schenkel eine konstante Abbiegung gegen den Horizont mit Sicher-

Digitized by Google

Mitternacht noch sichtbar war, was sehr selten zutrifft. In den ersten zwei Stunden von 7^h bis 9^h störte der junge Mond die Beobachtung. Daher notiere ich hier die Messungsergebnisse von abends 9^h an:

27. Januar 1906. Luft 1.

Horizontale Lage.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
9^h	36° südl. W.	13° südl. W.	41° nördl. W.
10^h	28° „ „	6° „ „	41° „ „
11^h	18,5° „ „	1° nördl. W.	41° „ „
12^h 30	9° „ „	8° „ „	41° „ „
Durchschnitt per Std.	9°	7°	—

Einfallswinkel zur Horizontebene.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
9^h	83°	74°	57°
10^h	89°	78°	57°
11^h	96°	82°	57°
12^h 30	103°	—	57°
Durchschnitt per Std.	5,71°	4°	—

Um die Mitternachtszeit können nur bei ganz günstigen Verhältnissen der Atmosphäre, welche sehr selten sind, Messungen ausgeführt werden und auch dann sind die Resultate infolge der Lichtschwäche, welche die Erscheinung zu dieser Zeit zeigt, schwer zu finden. Daher sind die Messungen vom 27. Januar 1906, als die grosse Klarheit der Luft es gestattete, noch 12^h 30 annähernde Resultate zu finden, für mich bisher fast einzig und besonders beachtenswert. Gegen die Zeit der Tag- und Nachtgleichen wird für unsere Beobachtungen die Pyramide des Zodiakallichts immer senkrechter, d. h. die Neigungswinkel vergrössern sich und die ganze Erscheinung zeigt gegen das Frühjahr eine konstante Rechtsverschiebung. Für die Monate Februar und März führen wir folgende Ergebnisse an:

---

heit erkennen lässt, so sind dadurch natürlich die Winkelmasse stets kleiner geworden, als sie in Wirklichkeit sind. Die eingetragenen Masse sind nun nicht korrigiert, sondern entsprechen den Originalaufnahmen einer jeden Beobachtungsnacht. Begreiflicherweise bringt auch die geringste Trübung der Atmosphäre Störungen in die Beobachtungsergebnisse.

Digitized by Google

11. Februar 1907. Luft 1—2.

Horizontale Lage.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
7h 30	37° südl. W.	15 1/2° südl. W.	[1]) 33° nördl. W.
8h 30	29° „ „	9° „ „	35° „ „
9h 30	22° „ „	2° „ „	36° „ „
10h 30	15° „ „	3° nördl. W.	36° „ „
11h 30	7° „ „	7° „ „	[1]) 36° „ „
12h 30	0° „ „	12° „ „	[1]) —
Durchschnitt per Std.	7,4°	5,5°	—

Einfallswinkel zur Horizontebene.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel
7h 30	76°	66°	[1]) 62°
8h 30	82°	70°	58°
9h 30	87°	74°	58°
10h 30	94°	78 1/2°	58°
11h 30	100°	83°	[1]) 56°
12h 30	105°	86°	[1]) —
Durchschnitt per Std.	5,8°	4°	—

19. Februar 1903. Luft 1—2.

Horizontale Lage.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
7h 15	36° südl. W.	10° südl. W.	42° nördl. W.
8h 30	26° „ „	1° „ „	42° „ „
9h 30	14 1/2° „ „	7 1/2° nördl. W.	42° „ „
10h 30	9° „ „	12° „ „	42° „ „
11h	2 1/2° „ „	17° „ „	42° „ „
11h 30	ein sehr schwaches Licht von unbestimmter Begrenzung, ca. 20° nördl vom Westpunkte.		
Durchschnitt per Std.	8,93°	7,2°	—

Einfallswinkel zur Horizontebene.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
7h 15	79°	66°	58°
8h 30	87 1/2°	72°	58°
9h 30	93 1/2°	76°	58°
10h 30	98°	80°	56°
11h	102°	-	56°
11h 30	—	—	—
Durchschnitt per Std.	6,13°	4,3°	—

[1]) In der ersten und letzten Stunde dieser Beobachtungsnacht war der nördliche Schenkel sehr schwer zu erkennen, trotzdem in der zweiten Hälfte von 10h 30 an die Luft sehr klar erschien.

Digitized by Google

14. März 1904. Luft 2.

Horizontale Lage.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
8h	20° südl. W.	0° südl. W.	41° nördl. W.
9h	12° „ „	7° nördl. „	43° „ „
10h	2½° „ „	13½° „ „	43° „ „
11h	sehr schwache, unbestimmt begrenzte Helle 22° nördl. vom Westpunkt.		
Durchschnitt per Std.	8,75°	6,75°	—

Einfallswinkel zur Horizontebene.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
8h	88°	72°	56°
9h	93°	75°	56°
10h	98½°	80°	—
11h	—	—	—
Durchschnitt per Std.	5,25°	4°	—

17. März 1906. Luft 2.

Horizontale Lage.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
8h	17° südl. W.	4° nördl. W.	44° nördl. W.
9h	10½° „ „	9° „ „	45° „ „
10h	3° „ „	14° „ „	45° „ „
Durchschnitt per Std.	7°	5°	—

Einfallswinkel zur Horizontebene.

	Südlicher Schenkel.	Lichtachse.	Nördlicher Schenkel.
8h	90°	71°	52°
9h	95°	75°	52°
10h	101°	79°	51°
Durchschnitt per Std.	5,5°	4°	—

Anmerkung. Leider stand mir seit 1903 für den Monat März keine tadellose Beobachtungsnacht zur Verfügung, um gute Messungen auszuführen. Die Resultate für den südlichen Schenkel und die Lichtachse dürften der Wirklichkeit nahe kommen; unsicher sind für diesen Monat die Resultate des nördlichen Schenkels.

Wir finden nun für die stündliche Veränderung des südlichen Schenkels und der Lichtachse folgende Durchschnittswerte: Horizontale Rechtsverschiebung des südlichen Schenkels per Stunde 8,14°, der Lichtachse 6,12°. Stündliche Winkelerweiterung zur Horizontebene: Südlicher Schenkel

Digitized by Google

5,44°, der Lichtachse 4,01°. Der nördliche Schenkel weist keine sicheren Veränderungen auf.

Wenn nun auch den angeführten Messungsresultaten unvermeidliche Beobachtungsfehler anhaften werden und daher erstere nicht Anspruch auf mathematische Genauigkeit machen können, so charakterisieren sie wenigstens den Verlauf der Zodiakallichterscheinung in unseren Breiten im allgemeinen. Es geht aus den Resultaten eine Gesetzmässigkeit hervor, die sich jede Beobachtungsnacht wiederholt, wie ich das aus Reihen weiterer Messresultate nachweisen könnte. Für den südlichen Schenkel und die Lichtachse ergibt sich für jede Nacht eine konstante Rechtsverschiebung der horizontalen Lage und eine Vergrösserung des Einfallswinkels zur Horizontebene; aber sehr auffallend ist die Stabilität des nördlichen Schenkels, und an dieser Tatsache ist nicht zu zweifeln.

Die Veränderungen des südlichen Schenkels und der Lichtachse beweisen nun allerdings noch keineswegs, dass das Zodiakallicht nicht kosmischer Natur sein könnte; denn mit der Drehung der Erde und der dadurch entstehenden Änderung der Horizontebene zum Firmamente müsste sich der Zodiakallichtkegel auch immer mehr aufrichten, und die konstante Rechtsverschiebung der horizontalen Lage liesse sich ebenfalls erklären. Im vollen Widerspruch bleibt aber die eigenartige Stabilität des nördlichen Schenkels. Noch niemals habe ich in ein und derselben Beobachtungsnacht mit Sicherheit ähnliche Änderungen der Lage oder des Einfallswinkels konstatieren können, und wenn ich solche vermutete, so war auch immer die Klarheit des Horizonts eine ungenügende.

Um nun dem geehrten Leser vom Verlaufe der Zodiakallichterscheinung eine bildliche Darstellung zu geben, findet sich in Fig. 4 der Verlauf vom 16. Januar 1906 graphisch dargestellt. Der Übersichtlichkeit halber unterblieb die Einzeichnung der Lichtachse. Nach dem bereits Gesagten wird eine detaillierte Erklärung dieser Zeichnung kaum mehr notwendig sein. Vergleichen wir diese Zeichnung aber mit der Tafel, so sehen wir, dass sich zwischen unserer theoretischen Erklärung und den Beobachtungsergebnissen eine grosse Übereinstimmung ergibt. Aus der Tafel ergeben sich für die beiden Horizontebenen O P und $O^1 P^1$ die bedeutend zunehmenden Entfernungen der nächsten Partien des Zodiakallichts von der Erde (siehe Vertikalabstand B R und $B^1 R^1$, vergl. auch Horizontalabstand B H $B^1 H^1$). Nach unseren Darlegungen auf S. 139 äussert sich dieser wachsende Abstand von der Erde auf der nördlichen Halbkugel in

Digitized by Google

höheren Breiten als eine konstante horizontale Rechtsverschiebung des südlichen Schenkels. Da für höhere Breiten die Lichtachse mit dem uns abgewandten Schenkel der Lichtpyramide identisch ist (siehe Fig. 2) so muss auch die Lichtachse ähnlichen Änderungen unterliegen. Die horizontale Rechtsverschiebung des südlichen Schenkels und der Lichtachse, wie sie aus den Beobachtungsresultaten hervorgeht, steht also mit den theoretischen Ergebnissen im Einklange. Ebenso zutreffend ist die konstante Vergrösserung des Einfallswinkels zur Horizontebene mit der vorgerückten Zeit jeder Beobachtungsnacht (vergl. Winkel a und b in der Tafel).

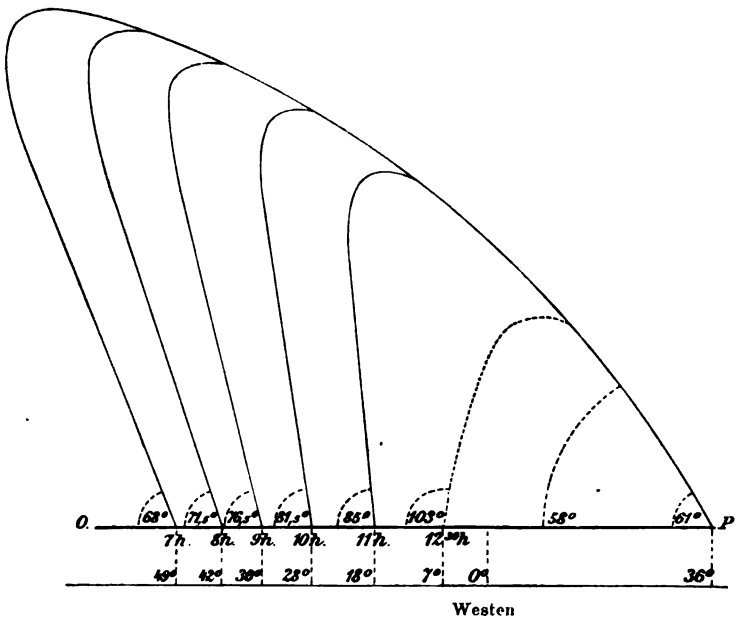


Fig. 4.

Das Zodiakallicht vom 16. Januar 1906, dargestellt aus den Messungsergebnissen. Das interessante Mass von 12h 30 stammt vom 27. Januar 1906.

Wenn wir nun weiter die Durchschnittsergebnisse der verschiedenen Beobachtungsserien miteinander vergleichen, so finden wir für die Lichtachse sowohl in der horizontalen Rechtsverschiebung, als auch in der Winkelerweiterung zur Horizontebene stets kleinere Werte als beim Südschenkel. Die gleiche Tatsache ergibt sich natürlich auch aus der Durchschnittsberechnung sämtlicher Beobachtungsserien, denn die durchschnittliche Rechtswanderung der Lichtachse

Digitized by Google

war per Stunde um 2,02° geringer als beim Südschenkel. Ein ähnliches Verhältnis zeigt sich in der Winkelerweiterung der Lichtachse und des Südschenkels. Die Winkelerweiterung ist für die Lichtachse per Stunde 1,43° geringer als für den Südschenkel. Dieses interessante Resultat klärt sich auf, wenn wir die geometrische Form der Zodiakallichtpyramide und die Ansicht derselben von unserem Beobachtungsort aus näher ins Auge fassen. Wir haben auf Seite 127 dargelegt, dass der von uns abgewandte Schenkel R^1J (siehe Fig. 2) mit dem Lichtmaximum identisch sei. Da nun dieser Schenkel eine grössere Ent-

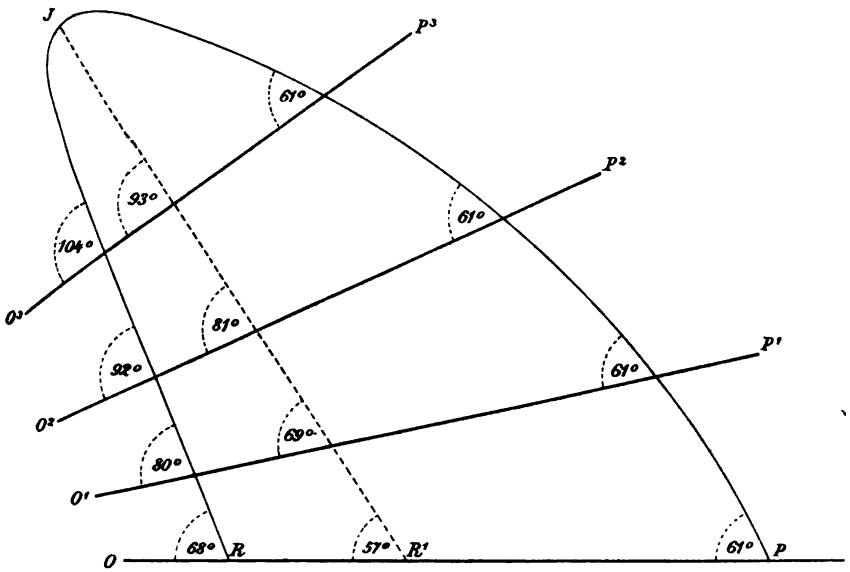


Fig. 5.

Die wirklichen Veränderungen des Zodiakallichts, hervorgerufen durch die Verlegung der Horizontebene. (Schematisch.)

fernung von unserem Standorte hat als der südliche Schenkel, so müssen gleichwertige Veränderungen desselben kleinere Resultate als bei dem uns zugekehrten Südschenkel ergeben. Eine weitere Übereinstimmung zeigt sich in der Stabilität des nördlichen Schenkels. Die Entfernung vom Beobachtungsort H bis zum Äquator der Atmosphäre P bleibt nach der Tafel bei H^1P^1 dieselbe und auch die Einfallswinkel c und c^1 zur Horizontebene ändern sich bei P und P^1 nicht. Theorie und Wirklichkeit stehen demnach im vollen Einklange.

In Wirklichkeit wird nun aber die Vergrösserung des Einfallswinkels des südlichen Schenkels und der Lichtachse nicht durch eine

Digitized by Google

Formveränderung des Zodiakallichts, sondern durch die Verlegung der Horizontebene des Beobachters hervorgerufen (vergl. in Fig. 5 und in der Tafel die verschiedenen Horizontebenen OP bis O^3P^3). Wir erkennen auch in der schematischen Darstellung von Fig. 5 aus den verschiedenen Horizontebenen die konstante Winkelvergrösserung des südlichen Schenkels und der Lichtachse, nur mit der Abweichung, dass Südschenkel und Lichtachse dieselben Differenzen in der Winkelerweiterung zeigen, da hier beide Schenkel auf derselben Bildfläche liegen. Dagegen ist die konstante Winkelöffnung des Nordschenkels J P zu den verschiedenen Horizontebenen in dieser Zeichnung sehr deutlich veranschaulicht. Diese interessanten Veränderungen der Lage und des Einfallswinkels von Südschenkel und Lichtachse, wie wir sie nun besprochen haben, müssen sich mit der geographischen Breite einer Beobachtungsstation vergrössern. In jenen Zonen, wo sich das Zodiakallicht als eine senkrechte Lichtpyramide zeigt, sind keine derartigen Veränderungen möglich (siehe Fig. 1, Horizontebenen R^2 und R^3). Südschenkel und Lichtachse, wie sie in unseren Breiten sichtbar sind, bilden dort die beiden Seitenschenkel, und der nördliche Schenkel unserer Breiten wird dort zur senkrecht aus dem Horizont aufsteigenden Lichtachse der scheinbar gleichschenkligen Pyramide.

Prüfen wir die Einfallswinkel der Lichtachse genauer und verlängern wir die Schenkel der Einfallswinkel, so treffen diese Schenkel fast durchwegs nicht die Spitze des Zodiakallichts, sondern es zeigt sich eine Abweichung nach rechts. Diese Abweichung nimmt mit jeder Beobachtungsstunde ab und beweist, dass die Lichtachse nicht gerade ist, sondern vom Horizont gegen die Zodiakallichtspitze leicht gekrümmt sein muss. Verschiedene hier nicht angeführte Beobachtungsresultate führen zur Vermutung, dass diese Krümmung eher grösser ist, als sie aus den hier angeführten Ergebnissen teilweise hervorgeht. (Vergl. Fig. 2, Südschenkel J R und Lichtachse J R^1.) Dieses erst in letzter Zeit gefundene theoretische Ergebnis gedenke ich durch direkte Beobachtung im Zodiakallichte weiter zu untersuchen.

Wir haben schon früher darauf hingewiesen, dass das Zodiakallicht in den Tropen in jeder hellen aber mondlosen Nacht sichtbar ist, da dort die Ekliptik das ganze Jahr fast senkrecht aus dem Horizont aufsteigt. In unseren Breiten reduziert sich seine Sichtbarkeit mehr auf die Tag- und Nachtgleichen. Doch nicht allein in dieser Zeit können wir dasselbe beobachten. Vom Monat September bis Mitte Dezember sehen wir es vor Tagesanbruch am östlichen

Digitized by Google

Himmel und von Mitte Dezember bis April mit eingetretener Nacht im Westen am Abendhimmel. Schon Ende November kann der aufmerksame Beobachter in geeigneten Nächten am südwestlichen Himmel eine zarte, gegen den Horizont rötliche Helle wahrnehmen, welche nach eintretender Nacht etwa eine Stunde sichtbar bleibt und mit dem gewöhnlichen Abendrot nicht identisch ist. Aus dieser Helle entwickelt sich bis Ende Dezember die imposante Zodiakallichtpyramide, welche im Anfange der Sichtbarkeitsperiode eine besonders starke Neigung gegen Süden verrät. In der Übergangszeit vom östlichen zum westlichen Zodiakallichte können wir daher morgens und abends Spuren des Zodiakallichts bemerken. In den Sommermonaten liegen für uns die hellsten Partien des Zodiakallichts unter dem Horizonte; eine leichte Dämmerung, welche sich im Juni und Juli in unseren Breiten die ganze Nacht am Nordhimmel zeigt, ist nichts anderes als die reflektierende, sonnenbeleuchtete Atmosphäre und daher mit dem eigentlichen Zodiakallichte identisch. Dem ernsten Beobachter ist das Zodiakallicht auch in unseren Breiten viel häufiger sichtbar, als gewöhnlich angenommen wird, aber dennoch müssen wirklich gute Beobachtungsnächte im Jahre zu den Seltenheiten gezählt werden. Immerhin ist es sehr auffallend, wie wenig dieses interessante Lichtphänomen in unseren Breiten beobachtet wird. Ja, es ist kaum glaublich, aber Tatsache, dass nur ein verschwindend kleiner Teil der Bevölkerung unserer Zonen das Zodiakallicht je einmal gesehen hat. Damit erklärt sich auch die im Anfang erwähnte Tatsache, warum die Alten in ihren Überlieferungen so wenig auf das Zodiakallicht hinweisen. Oft habe ich Freunde und Bekannte in klaren Nächten auf die gewaltige Lichtpyramide am Westhimmel aufmerksam gemacht. Dabei habe ich immer viel Interesse gefunden und dabei die Erfahrung gemacht, dass sie dann später bei jeder Gelegenheit das Zodiakallicht auch selbständig wieder beobachteten.

So möchte ich denn mit meinem bescheidenen Beitrage nicht allein dem Laien, sondern auch der Wissenschaft einen neuen Anstoss zur endgültigen Lösung der Zodiakallichtfrage geben und resümiere die Hauptgedanken dieser Arbeit in folgenden Schlussthesen: Das Zodiakallicht ist eine reflektive Erscheinung unserer bedeutend abgeplatteten Atmosphäre. Zodiakallicht, Gegenschein und Lichtbrücke sind also nicht kosmische, sondern tellurische Erscheinungen und gehören nicht in das Gebiet der Astronomie, sondern in den Bereich der Meteorologie.

Digitized by Google

VII.

Untersuchung über die Erdbeben der Stadt Mendoza und Umgebung mit besonderer Berücksichtigung des Bebens vom 12. August 1903.

Von

Dr. P. A. Loos,

Kaiserl. Vizekonsul in Mendoza.

Die Stadt Mendoza mit Umgebung dürfte wohl als der in seismologischer Beziehung wichtigste Punkt der Argentinischen Republik bezeichnet werden, wenigstens haben Erdbeben seit den ältesten Zeiten ihre zerstörende Wirkung in hohem Grade hier ausgeübt. Bereits im 15. Jahrhundert soll nach indianischer Überlieferung ein ungeheueres Erdbeben die ganze Gegend erschüttert haben und soll aus jener Zeit die Entstehung des heutigen Warmbades Borbollon, von welchem Burmeister 1858 eine nähere Beschreibung gibt[1]) stammen. Derselbe Dr. Hermann Burmeister berichtet von einem starken Beben um das Jahr 1750, von welchem die Hauptkirche von Mendoza zerstört worden sein soll. Um 1850 hatte ein Erdbeben das Versinken der damaligen Reitbahn nebst Umgegend auf eine Länge von etwa einer halben Meile zur Folge und endlich 1861, am 20. März (in der Nacht von Mittwoch zu Donnerstag der Karwoche) ereignete sich die fürchterliche Katastrophe, welcher nach einigen Schätzungen 6000, nach anderen 9000 Menschen zum Opfer fielen.

Hierauf folgte die Erdbebenperiode von 1872, welche ihren Kulminationspunkt am 24. November erreichte. Dieses Erdbeben

[1]) Reise durch die La Plata-Staaten 1857–1858.

Digitized by Google

hatte den Tod einer grossen Menge Fische im Rio Mendoza durch Vergiftung zur Folge.

Als weitere erdbebenreiche Jahre sind zu nennen 1885 mit dem grössten Beben am 30. März; 1888 mit dem Hauptbeben vom 25. Juli; 1894 mit dem grossen Beben vom 27. Oktober, welches fast die ganze Argentinische Republik erschütterte. Von da ab werden Erdbeben allmählich seltener, so dass in den drei Jahren 1900—1902 inkl. nur 4 kleinere Beben verzeichnet werden konnten. Hierauf folgt aber dann mit um so grösserer Intensität die Periode von 1903, welche mit dem Beben vom 12. August ihren Höhepunkt erreicht.

Nach Aussage der ältesten Leute soll das Beben vom 12. August nach dem des 20. März 1861 das stärkste gewesen sein, welches sie erlebt haben. Vier Menschen sind dabei von herabstürzenden Gesimsen erschlagen und etwa 30 verwundet worden. Viele Gebäude wurden unbewohnbar; die schönste und damals neueste Kirche, der Franziskanertempel, verlor seine drei Türme, mehrere Weinkellereien stürzten in sich zusammen. Der Verlust an Menschenleben wäre wahrscheinlich sehr viel grösser gewesen, wenn die Katastrophe sich am Tage ereignet hätte, denn die herabgestürzten Gesimse und Brüstungen, die so unvernünftigerweise an unseren Häusern als Zierde angebracht sind, hätten viele Menschen ins Grab gebracht.

Das eben bezeichnete Erdbeben ist es dann gewesen, welches die Regierung der Provinz Mendoza veranlasste, mich mit der Untersuchung über die Ursachen des Bebens zu betrauen.

Meine Nachforschungen erstreckten sich zuerst auf folgende Punkte:

1. Feststellung der Zone grösster Zerstörung.
2. Bestimmung des Epizentrums.
3. Aufstellung eines Erdbebenkatalogs.
4. Untersuchung früherer Erdbeben, besonders der Katastrophe von 1861.

1. Feststellung der Zone grösster Zerstörung.

Zu diesem Zwecke liess ich Formulare drucken, auf welchen Strasse, Hausnummer und Art und Ausdehnung der Zerstörung vermerkt werden konnten. Diese Formulare füllte mein Assistent Eliseo Millan unter meiner besonderen Anleitung und Aufsicht

Digitized by Google

aus. Es ergab sich aus diesem Material, dass die Strassen mit Richtung Ost-West wenig Unterschiede im Grade der Zerstörung zeigten; hingegen konnte man in den Strassen, welche von Süd nach Nord verlaufen, eine deutliche Zunahme der Verwüstungen feststellen. Während die Zone zwischen den Strassen „Pero Molina“ und „Gutierrez“-„Lavalle“ nur wenige Zerstörungen aufwies, nahmen dieselben von letzteren Strassen an nach Norden allmählich zu und erreichten ihr Maximum auf der Höhe der Strassen „Maipú“ (Altstadt) und „Moreno“ (Fortsetzung der „Maipú“ in der Neustadt). Von beiden letztgenannten Strassen nach Norden zu bleiben die Zerstörungen mehr oder weniger gleich auf mehrere hundert Meter und nehmen dann allmählich nach dem Departement Las Heras zu wieder ab. In der ganzen Ausdehnung der Strassen „Maipú“-„Moreno“, welche von West nach Ost verlaufen, waren die Zerstörungen gleich mächtig; ihnen fiel auch die zum Teil neuerbaute Weinkellerei von Carlos Alurralde, welche das höchstgelegene Gebäude dieser Zone ist, zum Opfer.

Es kann somit als feststehend angenommen werden, dass die Zone grösster Zerstörung mit ihrer Haupt- und Längsachse von West nach Ost verläuft.

Weiter geht aus dem statistischen Material hervor, dass die Strassen mit Richtung West-Ost viel weniger gelitten haben als die Strassen mit Richtung von Nord-Süd. Ebenfalls ist deutlich erkennbar, dass diejenigen Häuser der Nord-Süd-Strassen, welche die Front nach Westen gerichtet haben, ihre Brüstungen und Gesimse in höherem Grade verloren als diejenigen, welche mit der Front nach Osten sehen; dagegen sind die Zerstörungen bei letzteren bedeutender in den Hintergebäuden. Ferner konnte festgestellt werden, dass isolierte Häuser mehr gelitten haben als solche, welche in Reihen stehen und dass bei Strassenvierecken die vier Ecken am meisten durch die Erschütterungen in Mitleidenschaft gezogen wurden.

Wenn schon aus obengenannten Beobachtungen hervorgeht, dass der Stoss von West nach Ost sich fortgepflanzt hat, so bleibt darüber kein Zweifel, wenn wir folgende Momente in Rücksicht ziehen. Der mittlere und höchste Turm des Franziskanertempels fiel nach West mit einer leichten Abweichung nach NW; an den Eckhäusern mit hohen Brüstungen stürzten nur die nach Westen sehenden, während die daran anschliessenden Brüstungen von derselben Qualität und Höhe, welche nach N oder S sehen, stehen blieben. Die Flaschen blieben auf Regalen und Schränken, wenn diese die Richtung von WO

Digitized by Google

einnahmen, dagegen stürzten die Flaschen ab von Regalen, welche an den Wänden in der Richtung von NS standen.

Untersuchung der Fortsetzung der Längsachse der Erdbebenzone (nach Westen hin).

Nachdem ich die Erdbebenachse in der Stadt Mendoza, welche am Fusse der Praecordillere gelegen ist, festgestellt hatte, musste es meine nächste Aufgabe sein, ihre Verlängerung nach den Bergen hin zu untersuchen. Oberhalb (westlich) der eingestürzten Weinkellerei von Carlos Alurralde erstreckt sich auf 4—5 km eine leicht ansteigende, von Geröll und kantigen Bruchsteinen angefüllte Ebene, welche durch eine von Süd nach Nord laufende Hügelkette unterbrochen wird. Diese Hügelkette ist an verschiedenen Stellen von sogenannten Rios secos (trockene Flussbette) in einzelne Berge geteilt, hinter welchen westwärts immer höhere Berge und schliesslich die Hauptkämme der Praecordillere sichtbar werden. Durch zwei dieser Flussbetteinschnitte, welche in der westlichen Fortsetzung der Erdbebenachse liegen, gelangt man in das Tal des Arroyo de San Isidro, der allerdings erst 1—2 km oberhalb der erwähnten Hügelkette angetroffen wird, da er seinen anfänglichen WO-Kurs verlässt um nach NO abzubiegen und sich mit dem Laufe des „Arroyo de Challao" zu vereinigen.

Bereits der Durchbruch der ersten Hügelkette zeigt Profile, welche auf Schichtenstörungen neueren Datums schliessen lassen. Ablagerungen von grobem Geröll bis zu 1 cbm Grösse von wahrscheinlich diluvialem Alter und mit ziemlich deutlicher Schichtung stehen fast senkrecht, oder besser, unter 80° gegen Osten geneigt. Da wo der Arroyo de San Isidro seine NO-Biegung beginnt, stossen wir auf einen Gebirgszug, dessen Längsachse sich von W nach O erstreckt und welcher zum System der Sierra del Challao zu rechnen ist. Nähere Untersuchung der Schichten ergibt ein Streichen von O nach W und ein Fallen von 45° nach N. Während der Gebirgszug teilweise 500 m und mehr Höhe erreicht, sind auf dem südlichen Rande des Tales nur unbedeutende Hügel sichtbar, deren tektonische Struktur von der des nördlichen Höhenzuges vollkommen verschieden ist. Es darf daher angenommen werden, dass bei Hebung des Gebirges von Challao der ganze südliche Teil geborsten und im Tale des Arroyo de San Isidro abgesunken ist, dass somit das Tal des Arroyo de San Isidro eine geologische Verwerfung darstellt, welche man am S-Rande des Gebirges vom Challao auf 7—8 km weit mit

Digitized by Google

voller Deutlichkeit verfolgen kann. Einige Kilometer unterhalb der Estancia San Isidro beobachtet man mehr als 100 m hohe Hügel, welche sich beim Absturze vom Höhenzuge abgelöst haben und mit Bezug auf Streichen und Fallen ihrer Schichten weder mit dem des Höhenzuges noch mit dem der weiter nach Süden gelegenen Hügel Beziehungen zu haben scheinen. Weiter nach Westen wird die Verwerfung undeutlicher, da sich einer der NS verlaufenden Gebirgszüge der Praecordillere davorlegt. Eine zweite grössere in WO-Richtung verlaufende Verwerfung fand ich einige Kilometer südlich von San Isidro, d. h. vom Fusse des Cerro Bayo und ich glaube, dass dieser Querbruch der Praecordillere die Fortsetzung der etwas nach S verschobenen Erdbebenachse ist. Es sei hier noch bemerkt, dass die Hauptachse des Gebirgszuges, welcher den Querbruch des Tales des Arroyo de San Isidro nach Norden hin begrenzt, aus Buntmergeln besteht, welche von grauen Sandsteinen (Psamitas grises) überlagert sind, während die nach Süden zu gelegenen Hügel meist dunkelroten Sandstein aufweisen. Der weiter nach Süden gelegene Querbruch am Cerro Bayo zeigt auf seinem nördlichen Profil rote, gelbe und grünliche Tuffe und zum Teil rot gefärbte Konglomerate.

Fortsetzung der Erdbebenachse nach Osten.

Verfolgen wir die Richtung der Erdbebenachse nach Osten, so gelangen wir zunächst jenseits des grossen Bewässerungskanals „Zanjon", welcher die Stadt Mendoza vom Departement Guaymallen trennt, auf kultiviertes Land, welches jedoch verhältnismässig schwach bevölkert ist. In einer Entfernung von etwa 3 km vom Zanjon nach Osten (Luftlinie) liegt die kleine Kapelle „Nuestra Señora de las Nieves", in deren Nähe wir auf die ersten Sümpfe (Ciénagas) treffen, welche für den Osten der Provinz Mendoza so charakteristisch sind. An keiner anderen Stelle treten die Sümpfe und Quellen so nahe an die Berge heran wie gerade bei Nuestra Señora de las Nieves. Auf der Karte erkennt man diese Sumpfgegend in Form eines Dreiecks, dessen Spitze an der Kapelle und dessen Basis weiter nach Osten hin liegt. In der Spitze des Dreiecks entspringt ein ziemlich wasserreicher Bach, der Zanjon de la Lagunita, an dessen Ufern sich zahlreiche kleine Häuser befinden, welche den Bewohnern der Stadt als Sommeraufenthalt dienen. Es ist so nach und nach ein kleiner Badeort entstanden „La Lagunita" genannt, dessen Bäder sich durch ihre niedere Temperatur auszeichnen. Folgen wir den Sümpfen etwas weiter nach Osten, so gelangen wir wiederum an einen Badeort, genannt

Digitized by Google

„Buena-Nueva", welcher sich von „Lagunita" dadurch wesentlich unterscheidet, dass seine Bäder und Quellen warm sind. Wenn wir schon im voraus vermuten dürfen, dass das Vordringen der Sümpfe nach Westen bis zur Kapelle mit unserer Erdbebenlinie in naher Beziehung steht, so wird unsere Vermutung zur Überzeugung durch die Tatsache, dass gerade an dieser Stelle um das Jahr 1850 der Einbruch und das Versinken der Rennbahn sich ereignete, wovon ich bereits in der Einleitung sprach. Meine Ansicht, dass wir es hier mit der Verlängerung der Erdbebenachse zu tun haben, wird noch durch eine fernere Tatsache unterstützt und zwar durch die, dass die Warmbäder „BuenaNueva" ihre Entstehung ebenfalls einem Erdbeben, dem vom 20. März 1861 verdanken. Alle die von mir bisher bezeichneten Beobachtungen führen uns zur Annahme, dass die Achse des Erdbebens vom 12. August 1903 identisch ist mit einem Querbruche, resp. einer geologischen Verwerfung in der Richtung von W nach O durch die sogenannte Praecordillere.

2. Bestimmung des Epizentrums des Bebens vom 12. August 1903.

Da es in der Provinz Mendoza und in der Argentinischen Republik an Erdbebenstationen fehlt, musste ich meine Zuflucht nehmen zu einer Untersuchungsmethode, welche vom wissenschaftlichen Standpunkt aus betrachtet zwar sehr unvollkommen ist, aber immerhin die einzige war, welche mich zu meinem Ziele führen konnte. Ich sandte Fragebogen aus und sammelte auf diese Weise ein leidlich zufriedenstellendes Material. Hierbei waren mir besonders behilflich die Direktoren der „Grossen Westbahn" und „Trans-Andino-Bahn" und der Chef des 8. Postdistriktes. Es liefen Antworten ein von den Bahnvorstehern der „Grossen Westbahn" aus folgenden Stationen: La Paz, Tunnyan, Santa Rosa, Alto Verde, Barcala, Palmira, Gutierrez, Luzuriaga, Godoz Cruz, Russell, Maipú, Lunlunta, Rivadavia, Desaguadero, San Martin, Fray Luis Beltran, Rodeo del Medio, Cruz de Piedra, Lujan, Ritamito, Cañada Honda, Carpinteria, Pocito und San Juan. Die fünf letztgenannten Stationen liegen in der Provinz San Juan. Von der Trans-Andino-Bahn erhielt ich Beobachtungen aus Puente del Inca, Zanjon Amarillo, Rio Blanco, Kilometer 108, Uspallatta, Kilometer 68, Cachenta und Blanco Encalada.

Durch den Postdirektor erhielt ich Antworten aus Coronel Beltran, Zanjon Amarillo, Uspallata, Punta de Vacas, Puente del Inca,

Digitized by Google

Las Cuevas, Chacras de Coria, Capiz, Cachenta, Blanco Encalada, Las Barrancas, Alto Verde, San Carlos Tunnyan, San Rafael, Rivadavia, La Paz, Las Heras, Lavalle, Maipú, Belgrano, Colonia Francesa, Cuadro Nacional. An vielen Punkten, die mir besonders wichtig erschienen, habe ich persönlich Erkundigungen eingezogen, so z. B. Panquena, Las Heras, Villa Vicencio, Uspallata, Las Polvaderas (Cordillere), Santa Elena, Punta de Vacas, Cachenta, Potrerillos, Guido, Papagayos, Lujan etc.

Es sei im allgemeinen zu obigen Beobachtungen bemerkt, dass die Zeitangaben vollkommen wertlos waren; dagegen sind von Interesse die Daten über die Intensität und besonders über die Richtung über die letztere konnten genauere Beobachtungen gemacht werden, da das Beben vom 12. August von einem unterirdischen Geräusche begleitet war, welches infolge der Nachtruhe fast überall deutlich vernommen wurde.

Eine möglichst genaue Bestimmung der Erdbebenachse erleichterte die Auffindung des Epizentrums; es seien hier nur die Stossrichtungen der charakteristischen Beobachtungsstationen wiedergegeben.

In Mendoza kam der Stoss von West, in Puente del Inca und Punta de Vacas von Ost, in Uspallata von Süd und in San Carlos uud San Rafael von Nord. Die Einzeichnung der verschiedenen Hauptrichtungen in die Karte ergab, dass das Epizentrum an den nördlichen Ausläufern des Cerro de Plata gelegen ist, also in dem Dreieck, welches von den Punkten Uspallata im Norden, Cachenta (berühmte heisse Quelle) im Südosten und Puente del Inca (berühmte heisse Quelle) im Südwesten gebildet wird Die Nordost- und Südwestseite dieses Dreiecks werden vom Rio Mendoza gebildet; die Basis nach Süden zu vom „Cerro de Plata". In der Luftlinie liegt das Epizentrum etwa 60—70 km von der Stadt Mendoza entfernt. Das Erdbeben vom 12. August hat somit seinen Ursprung nicht in einem Vulkane des Hauptzuges der Cordillere, wie vielfach angenommen wurde, sondern ist eine örtliche Erscheinung. Meine Behauptung wird noch durch die Tatsache bestätigt, dass jenseits der Cordillere in Chile das Erdbeben vom 12. August absolut nicht bemerkt wurde.

Es soll im folgenden Abschnitte die Frage behandelt werden: bestehen Beziehungen zwischen dem Erdbeben vom 12. August 1903 und der Katastrophe vom 20. März 1861?

Ehe ich auf die Erörterung dieser Frage eingehe, muss ich an dieser Stelle eines Mannes gedenken, dessen Namen in engem Zusammenhange steht mit der Geschichte der argentinischen Seismo-

Digitized by Google

logie; es ist dies der französische Gelehrte Auguste Bravard, welcher in der Schreckensnacht vom 20. zum 21. März sein tragisches Ende fand. Bravard war Verfasser mehrerer geologischer Schriften über Argentinien und Gründer des Nationalmuseums in Paraná. Die Föderalregierung, damals in Paraná, hatte Bravard behufs Studien über die Minendistrikte nach San Juan gesandt, von wo aus er dann nach Mendoza kam, um hier seine Arbeit fortzusetzen, bis ihn sein Schicksal erreichte. Bravard hatte die Gefahr erkannt, in welcher sich Mendoza befand und seine Befürchtungen seinen Freunden mitgeteilt, ohne jedoch Verständnis zu finden. Erst nach der Katastrophe erinnerte man sich wieder der Aussagen Bravards, dessen Name bald einer der populärsten der Provinz wurde. Untersuchen wir im ferneren, welches die Gründe waren, welche Bravards Befürchtungen hervorriefen.

Es wurde allgemein behauptet, dass Bravards Manuskripte über die geologischen Verhältnisse von Mendoza aufgefunden und von einem gewissen Rafael Igarzabal unter letzterem Namen veröffentlicht worden sein. Ich habe das mir bezeichnete Werkchen von Igarzabal erworben, jedoch über das Erdbeben von 1861 und dessen Ursachen so viel wie nichts gefunden. Ich bin somit zur Überzeugung gelangt, dass Bravard entweder gar keine Aufzeichnungen über Mendoza gemacht hat, oder wenigstens solche nicht aufgefunden wurden. Es war somit für mich nur eine Möglichkeit vorhanden, die Ansichten von Bravard kennen zu lernen und zwar die der mündlichen Überlieferung.

Ein noch lebender Augenzeuge der Katastrophe, Herr Oberst Manuel Olazcvaga, veröffentlicht am 20. August 1903 in dem hiesigen Tageblatt „Los Andes“ folgenden Artikel: „Wir wissen, dass der französische Gelehrte Bravard durch eigene Beobachtungen zu der Überzeugung (die er seinen Freunden mitteilte) gelangte, dass der Untergrund der Stadt Mendoza von zahlreichen Wasserläufen in verschiedenen Tiefen durchkreuzt wird; einige dieser Wasserläufe dürften nicht sehr fern der Oberfläche, dagegen andere in unergründlichen Tiefen ihren Weg sich bahnen, was er aus gewissen unterirdischen Geräuschen ableitete. Nach diesen Geräuschen zu urteilen, mussten mächtige Erdschollen in einen unbekannten Abgrund abstürzen. Aus diesen Beobachtungen schloss Bravard, dass eines Tages eine Katastrophe eintreten könne.“

„Die Existenz der unterirdischen Wasserläufe ist später an verschiedenen Punkten der Stadt und Umgegend festgestellt worden.“ . . .

Digitized by Google

„Das Schlimmste bei der Sache würden die ungeheuren Hohlräume sein, welche Bravard unter der Stadt vermutet."

„Diese Behauptung scheint mir unannehmbar, und ich erkühne mich sogar solche unterirdische Höhlen absolut zu verneinen, denn ich weiss, dass die einzigen Beobachtungen, auf welche Bravard sich stützte, die unterirdischen Geräusche waren, welche von vielen Personen gehört wurden, besonders in einem gewissen Zimmer des alten Hauses der Familie Gonzalez, wo Bravard wohnte und starb."

Dass Oberst Olazcvaga nur teilweise Recht hat, geht aus einem mündlichen Berichte hervor, welchen mir der sehr angesehene Bürger (ebenfalls Augenzeuge der Katastrophe) Nicolás Villanueva kurz vor seinem Tode erstattete: „Ich befand mich mit meinem Bruder Franklin", so berichtet Nicolás Villanueva, „in unserem elterlichen Hause, als sich einer unserer Freunde, begleitet von Bravard, zum Besuche anmeldete. Bravard wendete sich an meinen Bruder mit den Worten: Ich habe gehört, dass Sie meteorologische Beobachtungen in dieser Stadt machen und habe grosses Interesse, Ihre Aufzeichnungen kennen zu lernen. Ich stelle Ihnen dieselben mit dem grössten Vergnügen zur Verfügung, antwortete Franklin Villanueva, nur muss ich bemerken, dass das Barometer nicht mehr normal funktioniert. — Weshalb glauben Sie dieses? — Da ich seit einigen Jahren grosse Differenzen beobachte. — Wollen Sie mir nicht Ihr Barometer (Anheroid) für einen Tag leihen, damit ich dasselbe näher nachsehe? — Gewiss, sehr gern, erwiderte Don Franklin. Am folgenden Tage erschien Bravard wieder bei Villanueva und in Gegenwart des Don Nicolás, welcher mir diese Unterredung berichtete, sagte er: Ihr Apparat ist in vortrefflichem Zustande; was in Unordnung geraten ist, ist das (mit der Hand nach dem Boden zeigend).

Ich habe mit sehr vielen überlebenden Augenzeugen der Katastrophe von 1861 über Bravard und dessen Ansichten gesprochen, aber ausser Villanueva wusste nur der verstorbene Konsul von Chile, Rufino Cubillos, dass Bravard als Grund seiner Befürchtungen für Mendoza die Barometerbeobachtungen von Franklin Villanueva angegeben hat.

Auch hörte ich, dass Bravard den 20. und 21. März gefürchtet haben solle wegen der Äquinoktien; es wird sogar behauptet, dass der Gelehrte am 21. März eine Reise nach Chile antreten wollte, um der Gefahr zu entgehen. Etwas Sicheres konnte ich darüber nicht

Digitized by Google

feststellen. Zur näheren Erläuterung des Gesagten will ich noch einige Artikel in der Übersetzung folgen lassen. Das früher zitierte Blatt „Los Andes“ schreibt unterm 21. März 1890:

Unterirdische Geräusche.

Genau zur selben Stunde, als die Katastrophe von 1861 hereinbrach, vernahm man unterirdische Geräusche, ähnlich denjenigen, welche ein ferner Donner erzeugt. Einige Personen glaubten, es sei eine Mauer eingestürzt, andere führten sie auf eine Minenexplosion in der Cordillere zurück; jedoch die Erfahreneren behaupteten, dass die Geräusche durch unterirdische Gasmassen entstanden seien, welche aus dem Krater irgend eines Vulkans entwichen. Diese letztere Vermutung ist die wahrscheinlichere, denn die Geräusche waren so anhaltend, dass sie mehr als zwei Minuten dauerten. — Ein anderer Artikel, datiert vom 30. August 1885, lautet: Seit einigen Nächten hört man andauernde dumpfe Geräusche, etwa so wie sie bei einem Einsturz vernommen werden. Die Personen, welche sie beobachteten, glaubten, es sei eine Mauer oder ein Haus eingestürzt, jedoch bei genauerem Zuhören konnte man wahrnehmen, dass die Geräusche von ungeheuren Wassermassen herrührten, welche in der Richtung von West nach Ost sich bewegten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Stadt Mendoza auf einem grossen unterirdischen Gewölbe erbaut ist, unter welchem ein mächtiger Fluss, gebildet aus geschmolzenen Schneemassen der Cordillere, hinläuft. Wenn dieses Gewölbe einstürzte, wo würden wir dann hinkommen?

Bis in die neueste Zeit, 14. September 1906, sind ähnliche unterirdische Geräusche wahrgenommen worden.

Ich habe vorstehende Zeitungsberichte etwas ausführlich wiedergegeben, nicht nur um die Ansicht von Bravard als die richtige hinzustellen, sondern auch weil sie zur Beurteilung der von mir bestimmten Erdbebenachse in naher Beziehung stehen.

Gehen wir jetzt etwas näher ein auf das zweite Moment, welches Bravard zur Vorhersagung der Katastrophe von 1861 veranlasste — den Barometerdruck.

Wenn auch der Villanuevasche Aneroidbarometer bei dem grossen Erdbeben zugrunde ging, so haben sich doch glücklicherweise die wertvollen meteorologischen Beobachtungen der Nachwelt erhalten und wurden später vom Chef der nationalen meteorologischen Hauptstation in Cordoba, Mr. Walter Davis, bearbeitet.

Digitized by Google

Ich entnehme der Arbeit von Mr. Davis folgende Daten: 1. Der mittlere jährliche Barometerdruck in Mendoza war:

1857	694 mm 90
1858	694 mm 76
1859	694 mm 51
1860	692 mm 72.

Vergleichen wir ferner die Monatsmittel der 24 dem grossen Erdbeben vorausgegangenen Monate:

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1859	—	—	—	695.8	692.6	692.2	695.6	697.8	696.9	693.6	692.6	691.8
1860	690.4	691.0	692.4	693.3	695.3	695.1	692.2	692.6	695.8	690.4	691.0	692.4
1861	691.4	689.8	689.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Aus obigen Zahlen ergibt sich, dass von 1857 bis inklusive 1859 der mittlere jährliche Barometerdruck allmählich sich vermindert, während von 1859 auf 1860 ein sehr starkes Fallen verzeichnet wird. Noch bemerkenswerter ist das Fallen des Barometers in den letzten zwei dem Erdbeben vorausgehenden Monaten.

Wenn Bravard durch den niedrigen Barometerdruck beunruhigt wurde, so kann man nur annehmen, dass er diese anormale Erscheinung auf Bewegungen des Bodens zurückführte und diese Ansicht drückte er ja auch unzweideutig den Gebrüdern Villanueva aus, als er das Barometer zurückbrachte. Ob nun Bravard im Besitze eines Quecksilberbarometers war oder nicht, konnte ich nicht feststellen; ich halte das aber für wahrscheinlich, da Bravard im Auftrage der Argentinischen Regierung zum Zwecke wissenschaftlicher Studien reiste.

Die Arbeit von Mr. Davis erstreckte sich auf die Beobachtungen von 1854—1896 inklusive, wonach der mittlere totale Barometerdruck auf 693 mm 91 berechnet ist; ich besitze aber auch die Monats- und Jahresmittel der späteren Jahre, welche mir von derselben meteorologischen Station Cordoba überlassen wurden, so dass eine unmittelbare Vergleichung der Angaben möglich ist.

Zur besseren Erläuterung seien hier aus der Serie des Barometerdrucks noch einige Zahlen aufgeführt. 1864 betrug die Barometerhöhe noch 692 mm 16. 1866 war sie bereits auf 693 mm 14 gestiegen und bewegte sich unter leichten Oszillatienen auf 694 mm 76

Digitized by Google

im Jahre 1873. Es ist dies der höchste Druck[1]), welcher jemals erreicht wurde, eine Tatsache, die um so mehr der Beachtung wert ist, als Ende 1873 Mendoza eine schwere seismische Periode zu bestehen hatte. Von 1874 ab schwanken die Jahresmittel wiederum zwischen 693 und 694 mm und erreichen ein zweites Minimum im Jahre 1902 von 692 mm 71. Nach der Erdbebenperiode von 1903 zeigte das Barometer wieder steigende Tendenz und erreichte 1906 die Höhe von 694 mm 35.

Die grossen Schwankungen der barometrischen Jahresmittel einerseits und das Zusammenfallen der Extreme dieser Schwankungen mit Perioden starker seismischer Tätigkeit andererseits scheinen in einem gewissen Kausalnexus untereinander zu stehen und zugunsten der Ansicht von Bravard zu sprechen. Wir werden später auf diesen Punkt noch näher eingehen und noch neues Material zur Erläuterung beibringen.

Im folgenden soll untersucht werden, ob eine Analogie zwischen dem Erdbeben vom 12. August 1903, welches den Ausgangspunkt dieser Untersuchung bildet, und der Katastrophe vom 20. März 1861 besteht.

Das grosse Beben von 1861.

Ein Teil der Ruinen des alten Mendoza steht noch heute, so dass es mir vergönnt war, aus eigener Anschauung die Art der Zerstörung durch des Erdbeben kennen zu lernen; ich war somit in der Lage, einen direkten Vergleich der Wirkungen des 1861er und 1903er Erdbeben anzustellen.

Die erste wichtige Tatsache, welche konstatiert werden konnte, war die, dass die Erdbebenachse 1903 durch die alte Ruinenstadt hindurch geht, und dass die Zone grösster Zerstörung in 1861 mit der von 1903 identisch ist.

Eine nähere Betrachtung der Tempelruinen gab noch weitere interessante Aufschlüsse. Die noch zum Teil vorhandenen Ruinen der Augustinerkirche lassen deutlich erkennen, dass die Längsachse des Kirchenschiffes von N. nach S. lag, so dass die langen freien Seitenwände nach W. und O. blickten. Diese nach W. und O. sehenden Wände sind vollkommen zerstört: während die nach N. blickende Frontseite mit einem Teil des Turmes noch heute steht; ebenso hat sich noch ein Fragment der nach Süden blickenden Wand erhalten.

[1]) Mit Ausnahme des Jahres 1897, welches mit 694 mm 68 ganz isoliert dasteht.

Digitized by Google

Die Dominikaner- und Franziskanerkirche dagegen waren mit der Längsachse von W. nach O. gerichtet; ihre Längsmauern, welche nach N. und S. blicken, sind viel besser erhalten als die kürzeren nach W. und O. sehenden. Der Haupteingang nach der alten Dominikanerkirche war auf der nach Ost blickenden Front; von ihr ist nichts mehr zu erkennen.

Wenn wir diese Beobachtungen mit den Erfahrungen vergleichen, welche wir (statistisch) bei Gelegenheit der Zerstörungen durch das Beben von 1903 gesammelt haben, so drängt sich uns die Überzeugung auf, dass der Stoss bei beiden Erdbeben in derselben Richtung gekommen sein muss.

Dem widersprechen allerdings scheinbar mehrere Augenzeugen der Katastrophe von 1861, welche behaupten, der Stoss sei von NW. gekommen; diese Richtung nimmt Martin de Moussi und Forbes an, welche beide nicht Augenzeugen der Katastrophe waren. Dagegen haben mir einige Augenzeugen von einer Richtung WO. und andere sogar von NS. gesprochen. So erzählt mir z. B. Javier Molina, dass er mit seiner Frau (beide standen im Freien) beim ersten Stosse nach Norden zu auf den Boden stürzten. Mein Gewährsmann Nicolas Villanueva, welcher verwundet verschiedene schlaflose Nächte verbrachte, vernahm immer unterirdische Geräusche von W. nach O., auch konnte er unterscheiden, wie grosse Erdmassen in grosse Tiefen abstürzten und scheinbar im Wasser aufschlugen.

Die Erklärung für diese anscheinend sich widersprechenden Angaben liegt meiner Ansicht nach darin, dass je nach dem Beobachtungsort, die Stossrichtungen tatsächlich verschieden sein konnten, und dass diese Unterschiede um so mehr hervortraten, je näher sich der Beobachtungsort an der Erdbebenachse befand. In der Nähe der Erdbebenachse müssen wahrscheinlich zwei Arten Bewegungen stattfinden. Die eine longitudinal, die andere transversal. Treten beide gleichzeitig auf, so erzeugen sie die rotierende Bewegung, welche sowohl 1861 als auch 1903 deutlich beobachtet wurde. So erzählte mir ein überlebender Augenzeuge der Schreckenszeit von 1861, ein Dominikanermönch, dass eine Säule des Kirchenschiffes in Folge des Erdbebens durchbrach, und zwar so, dass das oben losgetrennte Stück um seine eigene Achse rotierte, ohne herabzustürzen. Noch merkwürdiger ist die Rotation, welche eine Pyramide mit quadratischer Basis auf einem Mausoleum des hiesigen Kirchhofes ausführte. Die Pyramide trägt eine Inschrift, welche ursprünglich nach Osten ge-

Digitized by Google

richtet war, heute steht dieselbe nach NO. dadurch, dass sie sich um etwa 60° auf ihrem Postament gedreht hat. Ich bemerke hierzu, dass der Kirchhof im Departamento „Las Heras", also nördlich der Erdbebenachse gelegen ist. Meine Annahme von zwei verschiedenen Bewegungsformen, einer longitudinalen WO. und einer transversalen SN. (auf dem nördlichen Rande der Erdspalte), scheint hier ihre Bestätigung zu finden. Ausserdem dürfte bei der Entstehung verschiedener lokaler Stossrichtungen noch ein anderer Faktor mitwirken. Meine Statistik über die Zerstörungen des Bebens von 1903, sowie die Daten, welche ich über die Katastrophe von 61 gesammelt habe, ergeben ganz unzweifelhaft, dass neben der Hauptachse des Bebens verschiedene Nebenachsen bestehen, welche sich an der Oberfläche als Linien grösserer Zerstörung kundgeben. Eine dieser Nebenachsen geht in der Nähe des Kirchhofes vorüber, eine andere geht unter der Eisenbahnstation der Grossen Westbahn hindurch, schneidet unter sehr spitzem Winkel die Strassen Las Heras und Necochea, teilt sich daselbst wahrscheinlich wieder in zwei ungleiche Linien, deren bedeutendere mehr südliche die Strasse San Martin durchquert und sich allmählich in der Nähe des Zanjon verläuft. Eine andere ziemlich deutliche Achse geht von der Hauptbebenachse weiter westwärts ab und verläuft längs einer Bodenvertiefung nach dem Zentrum des Städtchens Belgrano (etwa 3 Kilometer von Mendoza entfernt).

Die Linien grösserer Zerstörung bilden demnach ein System in Form eines Stammes mit seinen Verzweigungen, deren Spitzen teils in der Stadt Mendoza, teils im nahen Departamento Guaymallen auslaufen. Diesem System von Zerstörungslinien entspricht höchstwahrscheinlich in grösserer oder geringerer Tiefe ein System von Erdspalten, welche je nach Breite und Tiefe die Bewegungen der Erdbeben in ihrer Richtung beeinflussen und denselben verschieden grosse Hindernisse in den Weg legen. Bei verschiedenen Widerständen muss auch die Bewegungsgeschwindigkeit sich ändern und die Kraftwirkung grösser oder geringer sein. Nur auf diese Weise kann ich mir die Tatsache erklären, dass im Hotel San Martin, welches kaum 50 Meter von der Nebenachse Las Heras-Necochea liegt, die elektrischen Lampen im grossen Saale teils von N. nach S., teils von W. nach O. pendelten während des Bebens vom 16. August 1906.

Nach diesen Vorbemerkungen sei es gestattet, den Bericht des englischen Geologen David Forbes, welcher kurz nach dem 61er Erdbeben, um es zu studieren, hierher kam, etwas näher zu beleuchten.

Digitized by Google

Bericht von David Forbes. 1861.

Forbes schreibt: „Aus meiner Karte (ich konnte dieselbe nicht auffinden) ersieht man, dass die seismischen Wellen eine grosse Ausdehnung erreicht haben, indem sie bis Paraná, Bosario und Buenos-Aires sich verbreiteten; aber dennoch erstreckt sich der Hauptzerstörungsherd über eine schmale Zone von NW. nach SO., innerhalb welcher sämtliche Gebäude zerstört wurden, während ausserhalb derselben wenig oder kein Schaden zu verzeichnen war. Um die Wirkungen des Bebens in der Cordillere zu untersuchen, reiste ich mit Maultieren und Leuten ausgerüstet und in Begleitung des Herrn Benito Gonzalez von Mendoza in gerader Linie nach den Bergen, und beobachtete, dass hier die Zone nach allen Richtungen hin durch Zerstörung der Berge gekennzeichnet war. Ich verfolgte diese Zone nach N. bis Uspallata, und während einer sechstägigen Reise durchkreuzte und durchquerte ich dieselbe nach allen Richtungen. Ich fand, dass innerhalb ihrer Grenzen die Felsen zerstückelt und von ihren ursprünglichen Stellen hinweggeschleudert worden waren. In „Manantiales", auf dem „Cerro Pelado", „Agua Colorada" und im Tale von „San Isidro" waren die Felsen zersprengt und mächtige Blöcke hatten sich von den Bergspitzen gelöst und die Häuser von „Papagayos", „Manantiales", „San Isidro" waren eingestürzt. Weiter nach Süden, im Verfolge dieser Zone, sieht man „Mendoza" und „Lujan" in Ruinen, während die Häuser auf der anderen Seite des „Rio Mendoza", „Lujan" gegenüber sich ausserhalb der Zone befinden und infolgedessen ohne, oder wenigstens mit sehr geringem Schaden davongekommen sind. Dasselbe geschah auch in „Rodeo del Medio", „Iunin", „San Martin" und „Las Tres Acequias".

Obwohl ich die Linie nicht weiter als bis Uspallata verfolgt habe, so glaube ich dennoch aus meinen Beobachtungen schliessen zu dürfen, dass die hauptsächlichste Richtung des Erdbebens die von NW. nach SO. war; und es ist sehr wahrscheinlich, dass wenn man diese Richtung verfolgt, das Zentrum vulkanischer Tätigkeit, von welchem die Katastrophe ausging, auf dem Ostabhange der Haupt-Cordillere, ein wenig SW. oder W. von „Los Patos" gefunden wird. Ich bedauere sehr, diese Gegend nicht haben besuchen zu können, denn es ist sehr wahrscheinlich, dass sich dort irgend eine Seitenspalte oder Solfatara geöffnet hat, welche den im Erdinneren vorhandenen gasförmigen Produkten in Zukunft als Sicherheitsventil dienen wird.

Digitized by Google

Kritik des Forbes'schen Berichtes.

Forbes gibt als Erdbebenachse eine Linie an, welche von NW. nach SO. verläuft und erwähnt als Orte, die am meisten durch Zerstörung gelitten haben, Mendoza und Lujan, ferner bemerkt Forbes, dass Rodeo del Media, Iunin (Retamo), San Martin und Tres Acequias wenig oder gar nicht von der Katastrophe berührt wurden. Es muss hierbei jedem Kenner der wirklichen Sachlage auffallen, dass Forbes so wenig erwähnt von den Zerstörungen bei Las Heras und besonders von denen des nach Osten gelegenen Departamento Guaymallen. Forbes erwähnt zwar, dass im Nordosten der Stadt (Acequias de Gomez) das Land sich teilweise gesenkt hat zu einer Tiefe zwischen ein und acht Fuss, und dass an den gesunkenen Stellen Quellen entstanden, aber er führt diesen Umstand nur auf die eigentümliche Bodenbeschaffenheit zurück, ohne zu erkennen, dass gerade an dieser Stelle die Verlängerung der Erdbebenachse sich befindet. Forbes hätte wissen können, dass wenige Kilometer von Acequias de Gomez etwa drei Hektare Land durch die Katastrophe sozusagen in die Luft geflogen sind, und dass an derselben Stelle warme Quellen entstanden, welche noch heute als Winterbadeort, ähnlich wie Borbollon, viel besucht werden; es sind dies die Bäder von Buenanueva. Bei Acequias de Gomez, resp. Bermeja ist es auch gewesen, wo um die fünfziger Jahre die Rennbahn in die Tiefe sank.

Ferner stehen wenig im Einklang mit der von Forbes angenommenen Erdbebenachse die von ihm selbst zitierten Tatsachen, dass Lujan, fast genau südlich von Mendoza gelegen, zerstört wurde; und dass Rodeo del Medio, Retamo (Iunin), San Martin und Tres Acequias, südöstlich von Mendoza gelegen, ohne Schaden davon gekommen sind. Noch deutlicher spricht gegen Forbes' Annahme der Bericht der von der Provinzialregierung behufs Ortsbestimmung der neuzugründenden Stadt Mendoza ausgesandten Kommission, bestehend aus angesehenen Bürgern der Stadt unter der technischen Leitung des Ingenieurs Carlos Huidobro. Ich fand den vom 5. April 1862 datierten Bericht im Archiv des Regierungshauses und lasse ihn im Auszuge folgen:

„Indem ich darauf bedacht war, die von Domeyko (Geologe in Chile) stipulierten Bedingungen zur Sicherstellung der neuen Stadt zu erfüllen, habe ich gefunden, dass sich für Gründung einer neuen Stadt am besten eignet die Zone zwischen „Cruz de Piedra", „San Francisco del Monte" und „Las Tortugas". Dieses Land bildet eine Hochebene mit festem Untergrund, frei von Überschwemmungen, fern

Digitized by Google

von den Bergen und Sümpfen und zeigte nach dem Erdbeben keine Spalten; schliesslich war daselbst der Effekt der Katastrophe viel geringer als an allen anderen Stellen, die wir besucht haben."

Es sei hier bemerkt, dass der im Berichte angegebene Bezirk im Herzen des Departamento Maipú liegt, also in Luftlinie 5—10 Kilometer südöstlich von Mendoza. Wie will Forbes die Tatsache erklären, dass von Mendoza in südöstlicher Richtung der Effekt des Bebens bereits auf 5 Kilometer kaum nennenswerte Verwüstungen mit sich brachte, während Lujan 20 Kilometer südlich von Mendoza vollständig zerstört wurde?

Ich will bereits an dieser Stelle vorausschicken, dass die Zone zwischen Cruz de Piedra, San Francisco del Monte und Las Tortugas auch beim Erdbeben von 1903 als erdbebensichere Zone sich bewährt hat, während auf der ganzen Linie Mendoza-Lujan, d. h. parallel dem uralten Bewässerungskanal Zanjon, die Wände der Lehmhäuser gerissen waren, wie ich persönlich festgestellt habe. Das Interessante hierbei ist, dass die Zerstörungslinie von Belgrano nach Süden (Lujan) sehr schmal ist, denn sowohl der Osten (Cruz de Piedra) als auch der Westen (Chaoras de Coria) dürfen als erdbebensicher gelten[1]).

Forbes behauptet zwar, dass er selbst den grössten Teil der Nachbeben in NW.-Richtung verspürt hat, und dass er an isolierten Räumen und Erdspalten (?!) dieselbe Richtung herauskonstruierte; ich erlaube mir, dennoch an dieser Annahme einer Erdbebenachse von NW. nach SO. zu zweifeln. Die Angaben über Zerstörung der Felsen sind bezüglich der Feststellung der Erdbebenachse von sehr geringem Wert, dagegen interessieren uns die Berichte über Zerstörung von Gebäuden innerhalb der Berge, und diese gerade beweisen, dass Forbes im Irrtum ist. Er sagt: „Die Gebäude in Manantiales, San Isidro und Papagayos wurden zerstört. Nun liegt aber San Isidro gerade auf der Erdbebenachse von 1903, Manantiales nördlich und Papagayos südlich davon. Es dürfte demnach kaum mehr ein Zweifel darüber obwalten, dass die Achse des grossen Erdbebens von 1861 mit der des Bebens von 1903 identisch ist. Die Solfatara, welche Forbes in der Nähe seines Epizentrums vermutet, ist nicht aufgefunden worden und wird wohl auch niemals aufgefunden werden; dagegen befindet sich im Tale des Rio Mendoza, genau in der Fortsetzung der Erdbebenachse von 1903 eine Stelle, an der schweflige Säure ausströmt.

[1]) Merkwürdig ist, dass die Kirche „La Carodilla", etwa auf dem halben Wege von Mendoza nach Lujan gelegen, sowohl 1861, als auch 1903 unberührt von den seismischen Bewegungen blieb.

Digitized by Google

Was Forbes richtig erkannt hat, ist, dass der Erdbebenherd auf der Ostseite der Cordillere liegt, und dass die 61er Katastrophe eine lokale seismische Erscheinung war. Soweit dürfte die Frage, welche wir am Anfange dieses Abschnittes aufstellten („Bestehen Beziehungen zwischen der Katastrophe von 1861 und dem Beben von 1903?") im bejahenden Sinne beantwortet werden müssen.

Hebungen und Senkungen des Bodens von Mendoza.

Der Vergleich der grossen seismischen Perioden von 1861 und 1903 hat gezeigt, dass dieselben mit Jahren von ausserordentlich niedrigem Barometerdruck zusammenfielen, ein Umstand, welcher darauf hindeutet, dass das Bodenniveau in Hebung begriffen gewesen sein musste. Dagegen zeigen uns die Jahre 1873 und 1906 ausserordentlich hohe Jahresmittel, und auch sie koinzidieren mit Perioden grosser seismischer Tätigkeit.

Ich habe in der sehr mangelhaften seismischen Literatur, welche in diesem versteckten Erdenwinkel zu meiner Verfügung steht, noch keinen ähnlichen Fall, wie die obigen, zitiert gefunden; aber meine langjährigen Beobachtungen — ich lebe seit mehr als 24 Jahren ununterbrochen in Mendoza — haben in mir die Überzeugung aufkommen lassen, dass wir uns hier auf einen sehr beweglichen, seismologisch hochinteressanten Boden befinden.

Ein Blick auf die Karte von Mendoza lehrt uns, dass sich am Ostrande der Haupt- resp. Präcordillere eine Tiefebene hinzieht, welche nach Osten hin allmählich in Sumpfland übergeht. Der Rio Mendoza folgt nicht direkt dem allgemeinen Gefälle nach Osten zu, sondern biegt bei Palmira nach Norden um, um seine Wassermassen in langsamem Lauf der Laguna Guanacache in der Provinz San Juan zuzuführen. Die 30—50 Kilometer von der Cordillere nach Osten gelegenen Sümpfe sind allerdings durch den Rio Mendoza erzeugt; dagegen sind die von 5 bis 20 Kilometer entfernten Lagunen und Sümpfe[1]) anderer Herkunft — sie bilden sich aus Quellen am Fusse der Präcordillere. Diese Quellen gerade sind es, welche seit vielen Jahren mein Interesse erregen, da sie ganz eigenen, mir früher unerklärlichen Bewegungen unterworfen sind.

Es ist seit alter Zeit bekannt, dass diese Sümpfe periodenweise nach den kultivierten Landstrecken sich erweitern und wieder zurücktreten, und man schrieb diesen Umstand der schlechteren oder besseren Entwässerung der betr. bedrohten Grundstücke von seiten der Be-

[1]) Diejenigen des Arroyo de Leyes, Corralitos und Arroyo Tulemayo.

Digitized by Google

sitzer zu. Jedoch die Tatsachen haben gelehrt, dass menschliches Zutun hierbei recht wenig helfen kann; einesteils der grosse Überfluss, anderenteils der Mangel an Quellwasser sind weder abhängig von lokalen atmosphärischen Niederschlägen, noch von der grösseren oder geringeren Wassermengen, welche dem Rio Mendoza behufs Bewässerung entnommen werden — sie sind das Resultat besonderer Faktoren, welche wir im folgenden näher erörtern werden.

Wenn wir uns in Erinnerung bringen, dass die Altstadt Mendoza von einer grossen geologischen Verwerfung in der Richtung von W. nach O. durchquert wird, welche sich unter der Stadt und schon oberhalb der Stadt baumartig verzweigt, so wird es nicht befremden, dass dieses verzweigte Spaltensystem die auf der Präkordillere und den Ausläufern des Cerro de Plata einsickernden atmosphärischen Niederschläge in sich aufnehmen und in grösseren oder geringeren Tiefen unterirdische Wasserläufe bilden wird. Sehr wahrscheinlich ist es auch, dass auf den unterirdischen Spalten grosse mit Wasser gefüllte Hohlränme (unterirdische Lagunen) vorhanden sind, welche den Zu- und Abfluss der atmosphärischen Gewässer regulieren. Verschiedene schon zitierte Zeitungsberichte, sowie die Beobachtung von Nicolas Villanueva über das Abstürzen von Erdmassen in Wasser sprechen für diese Annahme. Der Ablauf der Gewässer dieser Lagunen wird sich nun durch die kleineren Nebenspalten nach der Ebene hinziehen, wo das Wasser in Form von Quellen (hier „Ojo de Agua“ genannt) an die Oberfläche treten muss. Eine dieser Hauptquellen und zwar diejenige, welche der Erdoberfläche wahrscheinlich am nächsten verläuft, bildet den Bach von Lagunita; eine zweite wahrscheinlich viel tiefere ist die von Buenanueva, deren Temperatur 16° bis 18° beträgt; eine dritte Hauptquelle ist die von Borbollon mit einer Temperatur von 22° bis 24°; sie liegt in der Fortsetzung einer geologischen Verwerfung, welche von der Hauptverwerfung sich oberhalb Challao nach NO. abzweigt. Ausserdem gibt es noch eine ganze Reihe kleinerer Quellen, welche im Osten des Departements Maipú ans Tageslicht treten. Alle diese Quellen sind einer mehr oder weniger ausgeprägten Periodizität unterworfen, und zwar in doppelter Hinsicht. Die eine, kürzere Periodizität spielt sich innerhalb eines Jahres ab, indem die ausfliessenden Wassermengen vom September an abnehmen, bis sie im Dezember und Januar ein Minimum erreichen. Vom März an nehmen die Wassermengen sichtbar zu und erreichen eiu Maximum im Juli und August. Der Laie erklärt sich diese Sache einfach dadurch, dass er annimmt, das

Digitized by Google

Schwinden der Sümpfe sei auf die grosse Verdunstung im Sommer zurückzuführen.

Dass dem nicht so ist, weiss ich aus 17jähriger Erfahrung in meiner Eigenschaft als Inspektor des Kanals Valle Hermoso. Der genannte Kanal wurde anfangs des 19. Jahrhunderts gegraben und beschränkte sich darauf, das Wasser verschiedener Quellen im Bezirk Valle Hermoso (SO. des Departamento Maipú) zu Bewässerungszwecken zu verwerten. Im Jahre 1875 wurde der Kanal bis zum Rio Mendoza verlängert, um das Salzwasser der Quellen durch süsses Flusswasser zu ersetzeu und um in den Sommermonaten, wenn die Quellen wasserarm sind, der Rio Mendoza aber infolge der Schneeschmelze in der Kordillere sehr wassereich ist, das trübe Flusswasser zur Bewässerung benutzen zu können. Seit 1891 bin ich Beisitzer eines Grundstückes in Valle Hermoso und übe dort die Funktion als Inspektor des Kanals gleichen Namens aus; somit hatte ich nicht nur Gelegenheit, sondern sogar die Pflicht, die dortigen Wasserverhältnisse genau kennen zu lernen.

Meine Beobachtungen wurden noch wesentlich dadurch erleichtert, dass auf meinem eigenen Grundstücke zwei ziemlich starke Quellen entspringen. Auf Grund meiner Erfahrungen darf ich behaupten, dass die Sümpfe nicht nur deshalb im Sommer zurücktreten, weil die Verdunstung an der Oberfläche sehr gross ist, sondern hauptsächlich, weil die Wassermenge an der Quelle selbst abnimmt. Die Tatsache, dass die Temperatur meiner beiden Quellen Sommer und Winter gleich ist, beweist, dass dieselben aus ziemlich grosser Tiefe kommen, wo also die Oberflächenverdunstung des Bodens keinen Einfluss mehr ausüben kann.

Die wirkliche Erklärung dieser Periodizität, welche wir als „jährliche Periodizität“ bezeichnen wollen, ist meiner Ansicht nach darin zu suchen, dass die in Frage stehenden Quellen aus den atmosphärischen Niederschlägen der durch Querbrüche zerrissenen Präkordillere gespeist werden. Im Sommer sind diese Niederschläge ausserordentlich gering sowohl in der Ebene als auch in der Kordillere, während im Winter die Kordillere und zum Teil die Präkordillere durch die vom Pazifischen Ozean aufsteigenden westlichen Winde reichlich mit Wasser versorgt werden. In einer kleinen Arbeit über das Klima von Mendoza, welche im „Primer Censo de la Municipalidad de Mendoza 1904“ veröffentlicht wurde, habe ich den Einfluss der westlichen Winde auf das Klima von Mendoza behandelt; ich stützte mich dabei auf Beobachtungen des Wolkenlaufes in höheren Luftschichten. Ausser dieser „jährlichen Periodizität“ existiert noch eine zweite Periodizität

Digitized by Google

der Zu- und Abnahme des Quellwassers, welche direkt mit der „jährlichen Periodizität“ nichts zu tun hat; ich möchte sie als „geologische Periodizität“ bezeichnen. Als Beweis für meine Annahme führe ich die Beobachtungen über die Quellen von Valle Hermoso während des Winters 1906 an. Der Winter sowohl, wie auch der Herbst 1906 waren ausserordentlich trocken, so dass in sechs Monaten fast kein Regen fiel; aber trotzdem war der Kanal Valle Hermoso sehr wassereich. Auch meine Quellen sprudelten mächtig; im Grundstück meines Nachbars François Dasté entstand eine Quelle im Monat Mai, welche bis August an Wasser zunahm, um im darauffolgenden Sommer wieder zu versiechen. Der Arroyo Puebla, welchen ich im Jahre 1894 vollkommen trocken sah, und dessen Ufer damals mit toten Fischen bedeckt waren, ist heute ein ansehnlicher Bach mit klarem salzhaltigem Wasser. Etwa drei Kilometer oberhalb Valle Hermoso, auf dem Grundstück der Familie Guignet haben die daselbst befindlichen Quellen so an Wasser zugenommen, dass Guignet unkultiviertes Land ankaufte, um den Überfluss an Wasser zu verwerten. Im Monat Juli entstand zwischen Valle Hermoso und Guignet, mitten auf der Landstrasse, eine Quelle, welche den Verkehr durch das ausströmende Wasser ausserordentlich erschwerte. Die Landstrasse Carril Nacional, welche die Hauptstadt mit den östlichen Departamentos verbindet, war etwas westwärts von Guignet („Vuelta de la Ciéuaga“) derart versumpft, dass der Verkehr mit schweren Lastwagen ausgeschlossen war.

Dem Archiv des meteorologischen Observatoriums der hiesigen Nationalen Weinbauschule entnehme ich über die gefallenen Regenmengen 1906 folgende zuverlässige Daten:

		mm	
April	—	—	Herbst
Mai	..	—	
Juni	17	0,3	
„	20	3,6	
Juli		—	Winter
August	14	3.3	
„	20	0,7	
„	21	13,4	
„	24	3,5	
„	25	0,4	
September	8	0,6	
„	9	15.0	
„	10	0,1	

Total in 6 Monaten 40.9 mm

		mm
Oktober	6	4,0
„	7	5,0
„	12	4,0
„	13	0.4
„	14	1,7
„	16	9,3
November	2	1,0
„	19	7,0
„	20	0,4
Dezember	—	—

Total in 3 Monaten 32,8 mm.

Digitized by Google

Die Tatsache, dass in den sechs Monaten April 1906 bis inkl. September nur 40,9 mm Regen in der Ebene von Mendoza fielen, durfte zur Genüge beweisen, dass die Wasserzunahme unserer Quellen nicht aus atmosphärischen Niederschlägen des Flachlandes herrührt.

Nun tritt aber der sehr bemerkenswerte Umstand ein, dass im Winter 1906 auch der Schneefall in der Kordillere ein ausserordentlich geringer war. So ist z. B. die Verkehrsstrasse zwischen Mendoza und Santiago de Chile fast nie durch Schnee unterbrochen gewesen, und der Cerro de Plata, welchen ich von Valle Hermoso aus gut übersehen kann, hat im Winter und Frühjahr 1906 auffällig wenig Schnee gehabt. In vollkommener Übereinstimmung mit diesen Tatsachen ist ferner die Beobachtung, dass der Rio Mendoza im Sommer 1906/07 verhältnismässig wenig Wasser führte, während das Jahr vorher grosse Summen für Verteidigungswerke gegen Überschwemmung ausgegeben werden mussten.

Wie erklärt sich nun das Anschwellen der Quellen, dem doch alle Voraussetzungen gegen eine Wasserzunahme, und demnach für ein Zurückweichen der Sümpfe widersprechen müssten? Die Beantwortung dieser Frage führt uns zur Untersuchung der zweiten und längeren Periodizität, welcher unsere Quellen unterworfen sind. Geschichtliches. In der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts existierten östlich von den Badeorten Lagunita und Buenanueva wertvolle kultivierte Ländereien, welche mit den Jahren versumpften und infolgedessen verlassen werden mussten. Einige Jahre vor dem Erdbeben von 1861 waren diese Ländereien wieder von selbst trocken geworden und wurden von neuem durch den deutschen Ingenieur A. von Kunowski, welchem ich diese Angaben verdanke, vermessen und später wieder kultiviert. Eine teilweise Bestätigung dieser Angaben finde ich in der illustrierten Nummer der Zeitung von Buenos-Aires „El Diario" 17. (III.) 06, welche eine grosse Anzahl von Beobachtungen über das grosse Erdbeben vom 20. März 1861 veröffentlicht. Der betreffende Artikel ist überschrieben: Notas del Sr. Llerena sobre el informe de Mr. Forbes." Es heisst daselbst: „Es ist durchaus unzutreffend, dass (so meint Forbes) die Sümpfe zugenommen haben, sondern sie haben sich durch Trockenlegung vermindert, obwohl sich das Klima verändert hat und die Niederschläge sich vermehrt haben." Von Entwässerungsarbeiten, welche vor 1861 unternommen worden wären, habe ich nichts in Erfahrung bringen können, wohl aber bestätigt

Digitized by Google

sich die Tatsache, dass die Sümpfe (Cienagas) am Zurückgehen waren[1]).

In den 70er bis Anfang der 80er Jahre trat wieder ein Vordringen der Sümpfe zutage, welches so stark war, dass sogar Ländereien mit steinigem Untergrund in Mitleidenschaft gezogen wurden.

Es steht fest, dass 1883 in Rodeo de la Cruz, und zwar auf der Westseite, d. h. auf der steinigen Seite des Carril Nacional (Landstrasse) mitten in Wohnhäusern, die früher absolut trocken waren, die Feuchtigkeit durchbrach und Sumpfpflanzen sich ansiedelten.

Im Jahre 1891, als ich Valle Hermoso übernahm, liefen die sämtlichen Quellen der Umgegend noch stark; es entstand sogar mitten auf der Bahnlinie ein Einbruch, welchem reichliche Wassermengen entströmten. Von 1892 ab verminderten sich die Wassermengen und erreichten 1894 ihren tiefsten Stand. In den nächsten zwei Jahren stieg das Wasser wieder ganz allmählich, um 1897 etwa wieder seinen Normalstand zu erreichen.

In den Jahren 1894 und 1895 kam es bisweilen vor (November), dass das Trinkwasser fürs Arbeitsvieh fehlte. 1902 und 1903 stellte sich wiederum Wasserknappheit im Frühjahre ein, wogegen die sämtlichen Quellen der Umgegend von Valle Hermoso im Winter und Frühjahr 1906 sehr reichliche Wasserversorgung brachten.

Um meine Angaben zu vervollständigen, sei es gestattet, an diesem Orte zwei Zeitungsartikel von Ende des Jahres 1873 hier wieder zu geben. Der erste befindet sich in „El Eco de Mundoza“ vom 7. Dezember unter dem Titel: Temblores“ (Erdbeben).

„Wir sind Laien in Geologie, aber es genügt die unmittelbare Wahrnehmung, um zu behaupten, dass wir uns in Gefahr befinden. Es sind, wenn wir nicht irren, 20 Jahre her, dass die Ländereien, welche im Norden an das Grundstück der Familie Antequeda grenzen, auf eine lange Strecke tief abgesunken sind. Ein ähnliches Phenomen ereignete sich in der Nacht des grossen Erdbebens vom 20. März 61 an dem Orte von Buenanueva, wo plötzlich ein Bach mit warmem Wasser entstand, welcher heute die Badegäste jenes Ortes ergötzt. Dagegen beobachten wir jetzt Erscheinungen anderer Art. Im hiesigen Gefängnis befindet sich ein Brunnen von 70 Ellen (à 85 cm) Tiefe; man kann da folgendes Experiment machen: wenn man Papierschnitzel in den Brunnen wirft, so wird man sehen, dass dieselben

[1]) Ich habe durch glaubwürdige Augenzeugen feststellen können, dass die Quellen auf meinem Grundstück in Valle Hermoso 1862 und 1863 während der Sommermonate versiecht waren.

Digitized by Google

nicht nach unten fallen, sondern von einem Luftstrom, welcher aus der Tiefe kommt, in die Höhe geschleudert werden. Einige Stunden lang nach dem Erdbeben des 24. November (7 Uhr morgens) waren die Ufer des Rio Mendoza voll von toten Fischen; und diese ausserordentlich seltene Erscheinung in einem Fluss, der an diesen Tieren nicht reich ist, beweist die Wirkung des Erdbebens, indem ohne Zweifel die Fische durch eine starke Ausströmung von Gasen erstickt worden sind.

Seit dem 61er Erdbeben kann man in stillen Nächten häufig unterirdische Geräusche wahrnehmen, und es ist kaum ein Bürger in der Stadt, der sie nicht beobachtet hat.

Wir zählen hier nur eine Reihe von Erscheinungen auf, welche wir alle kennen, die wir uns aber nicht zu erklären wissen usw."

Der zweite Artikel erschien in „El Constitucional" am 16. Dezember, also neun Tage später als der vorige, unter dem Titel: „Temor infundado" (Unbegründete Furcht). „Unter zahlreichen Bürgern der Stadt verbreitet sich die ernstliche Befürchtung, dass die Stadt Mendoza von einem Augenblick zum anderen sich in einen grossen See verwandeln könne.

Es scheint, dass die Ursache dieser Alarmnachricht durch die Beobachtung hervorgerufen wurde, dass das Wasser im Brunnen des Gefängnisses plötzlich sehr hoch gestiegen ist, und dass an verschiedenen Stellen in geringen Tiefen Wasser gefunden wird, wo man früher 100 Ellen im trockenen Lande graben konnte. Ohne verneinen zu wollen, dass mehrere Wahrscheinlichkeitsgründe für die Annahme sprechen, dass unterirdische Wasserläufe die Ursache der häufigen Erdbeben sind, so sind wir doch weit davon entfernt zu fürchten, dass wir uns in Enten verwandeln könnten usw."

Es sei hierzu bemerkt, dass das Gefängnis in der Neustadt, und zwar an einem der höchsten und trocknesten Punkte sich befindet. Leider wurde der Brunnen in den 80er Jahren zugeschüttet, so dass später keine Beobachtungen über dessen Wasserstand gemacht werden konnten.

Wenn wir das oben angeführte Beobachtungsmaterial nochmals überblicken, so ergibt sich, dass um 1861 die Versumpfung, resp. der Quellwasserdruck auf ein Minimum gesunken waren; dass dagegen im Jahre 1863 und den darauffolgenden Jahren der Wasserdruck sehr bedeutend wurde. Im Jahre 1894 beobachtete man wiederum ein Fallen, 1897—98 ein Steigen, 1902 und 1903 ein Fallen und 1906 ein starkes Steigen.

Digitized by Google

Es fällt unmittelbar ins Auge, dass die erwähnten Jahreszahlen mit denen grosser seismischer Tätigkeit zusammenfallen. Ferner erkennt man aus diesen Zahlen einen innigen Zusammenhang zwischen dem Quellwasserdruck und dem mittleren jährlichen Barometerdruck; und zwar in der Weise, dass Jahren mit einem geringen atmospärischen Druck Abnahme des Quellwasserdruckes, Jahren mit hohem mittleren Atmosphärendruck, Zunahme des Wasserdruckes entspricht.

Es kann das merkwürdige Zusammentreffen von Erscheinungen so verschiedener Natur — wie aussergewöhnliche seismische Tätigkeit, extreme Druckverhältnisse des Grundwassers und schliesslich extreme Schwankungen des Luftdruckes — kein Zufall sein; es drängt uns vielmehr zum Schlusse, dass alle drei Naturerscheinungen auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen sind.

Diese gemeinsame Ursache erkenne ich in der Bewegung des Bodens von Mendoza und wahrscheinlich der anliegenden Präkordillere.

Wenn unsere Schlussfolgerung richtig ist, so dürfen wir in Mendoza zwei Arten der Erdbeben unterscheiden, und zwar Hebungsbeben und Senkungsbeben. Zur ersteren Art gehört die Katastrophe von 1861, vielleicht auch das grosse argentinische Erdbeben vom 27. Oktober 1894 und fast sicher das Erdebben vom 12. August 1903.

Zur zweiten Art gehört die Erdbebenperiode von 1873—1874, wahrscheinlich die von 1897—1898 und schliesslich die Periode von 1906, deren Nachbeben sich bis auf den heutigen Tag erstrecken.

Die Untersuchung der Frage, inwieweit und in welcher Weise die Hauptkordillere an den Bewegungen unserer Präkordillere beteiligt ist, liegt ausserhalb des Gebietes meiner Beobachtungen; es soll jedoch an dieser Stelle des Umstandes Erwähnung getan werden, dass den grossen Mendozanischen Senkungsbeben, Perioden grosser seismischer Tätigkeit an der Westküste von Südamerika vorausgingen, während die Hebungsbeben sozusagen isoliert dazustehen scheinen. Dieser Umstand tritt besonders klar hervor in den Jahren 1873 und 1906. Es seien hier einige Beispiele aus meinem Erdbebenkatalog angeführt. 1873. Die Zeitung von Mendoza El Constitucional berichtet von starken Beben in Santiago am 30. April: Goll gibt ein Beben mit Zentrum bei Valparaiso am 15. Mai; 2 Beben am 2. Juli mit Zentrum in Chile. 13. September um 4 Uhr Vormittag zwei starke Stösse in Mendoza (Const.); 20. September sechs aufeinanderfolgende Stösse in Mendoza (Bialé Masset): 22. November zwei Stösse mit vorhergehendem Geräusch, Zentrum in Chile (Goll und Bialé): 24. November: Grosses Beben (das grösste der ganzen Periode)

Digitized by Google

mit vorhergehendem unterirdischem Geräusch. Bis zum Schluss des Jahres 1873 finden sich noch 12 Aufzeichnungen von Erdbeben. Im ganzen finden sich im Jahre 1873 nicht weniger als 22 Erdbeben verzeichnet, während 1870 nur zwei, 1871 und 1872 keine Erdbebenaufzeichnungen zu finden sind.

Betreffs des Jahres 1906 ist es fast überflüssig, die Vorläufer der grossen Katastrophe vom 16. August aufzuzählen, denn sie sind noch alle frisch in unserem Gedächtnis. Es seien nur erwähnt das starke Beben vom 30. Oktober 1905 in Rancagua (bei Santiago); Wiederholung der Beben am selben Orte vom 22. Dezember; Erd- und Seebeben in Ecuador und Colombien vom 31. Januar bis 6. Februar 1906; Beben in Lima; das starke Beben vom 18. Juni in Santiago, welches auch in Puente del Inca und sogar in Mendoza wahrgenommen wurde. Daran schliessen sich das starke Beben in Retamito (an der Grenze der Provinzen Mendoza und San Juan) vom 23. Juli und endlich das ziemlich starke Beben vom 1. August, welches in Mendoza schwach, in Cachenta dagegen stärker verspürt wurde. Von den 1906 vorangegangenen Jahre stehen 1904 mit drei, 1905 mit sechs Erdbebentagen verzeichnet; während 1906 vor der Katastrophe des 16. August neunzehn und nach der Katastrophe bis Ende 1906 über hundert Erdstösse in Mendoza wahrgenommen wurden.

Es scheint sonach, dass die seismische Tätigkeit an der Westküste von Südamerika ihren Anfang nimmt und sich erst später der östlichen Seite der Kordillere mitteilt.

Seitliche Bewegung der Präkordillere und die seismischen Linien.

Ein Blick auf die Karte des Bergingenieurs Avé-Lallemant genügt, um den Zusammenhang der seitlichen Verschiebung der Präkordillere mit den von mir bestimmten seismischen Hauptlinien zu erkennen. Verfolgen wir die von mir bestimmte Erdbebenachse (12. August 1903) nach Westen hin, so bemerken wir, dass der zwischen Zanjon und Rio Mendoza gelegene Teil der Präkordillere, welcher die Form eines mit der Spitze nach Süden gerichteten Dreiecks hat, vom Hauptmassiv der Sierra de Uspallata durch eine von von W nach O laufende Verwerfung abgeschnitten und verschoben worden ist. Die Verschiebungslinie befindet sich in der Verlängerung der Mendoziner Erdbebenachse. Auf der Originalkarte von Dr. Avé-Lallemant erkennt man, dass die Verwerfungslinie von San Isidro aus nach W etwas unregelmässig verläuft; sie biegt etwas nach SW ab, geht zwischen Cerro Alfa und Cerro Bayo hindurch nach der

Digitized by Google

Costa und der Cantera, verläuft dann nördlich, überschreitet den in seiner Achse gebrochenen und nach O verschobenen grössten Höhenzug, Cerros del Agua Salada genannt und fällt auf der Westseite, sich der Quebrada de los Toros entlang ziehend, nach dem Tale des Rio Mendoza ab.

Das starke Einfallen der wahrscheinlich posttertiären Schichten der Mendoza am nächsten gelegenen Hügelkette nach O und das vollständige Fehlen analoger Schichten im O der Stadt lassen darauf schliessen, dass längs des Zanjon ein Längsbruch in nordsüdlicher Richtung existieren dürfte, dessen westlicher Rand absank, während der östliche eine höhere Lage behauptet hat, wenigstens auf der Strecke von San Francisco del Monte nach Süden bis Cruz de Piedra. Der so entstandene Spalt wurde dann vom Rio Mendoza als Flussbett benutzt und allmählich ausgefüllt, so dass schliesslich nur noch ein kleiner Arm diesen Kurs beibehielt, welcher vom Indianerhäuptling Guaymallen zu Bewässerungszwecken benutzt wurde: es ist dies der heutige „Zanjon".

Der Rio Mendoza suchte sich dann sein heutiges Bett, welches ich aus seismologischen Gründen ebenfalls für eine Verwerfung halte.

Das Bett des Zanjon stellt heute die zweite grosse Zerstörungslinie dar, längs welcher sowohl 1861 als auch 1903 die grössten Erschütterungen beobachtet wurden; ihr verdankte Lujan 1861 seine Zerstörung.

Zu beiden Seiten dieser Zerstörungslinie, in Chacras de Coria nach Westen zu und Cruz de Pedra nach Osten zu, findet man auf geringe Entfernung noch heute Häuser von Luftziegeln aus der Zeit vor der 1861er Katastrophe.

Mendoza, besonders die Altstadt, liegt genau auf dem Kreuzungspunkte der beiden grossen Zerstörungslinien, kein Wunder also, dass gerade da die seismische Tätigkeit sich stets am meisten fühlbar macht.

Auf der Karte von Avé-Lallemant sind südlich vom vorgenannten Cerro Bayo noch andere Querbrüche und westöstliche Verschiebungen der Präkordillere angegeben, von denen vielleicht der nördlichere in Zusammenhang mit der westöstlich verlaufenden Zerstörungslinie von Belgrano (früher San Vicente) stehen dürfte, aber jedenfalls ist sicher, dass keiner dieser Querbrüche den von Mendoza nach Lujan streichenden Längsbruch nach Osten hin überschreitet.

In dem früher angeführten Berichte von Carlos Huidobro wird erklärt, dass die Höhenzüge von Lunlunta (auch Lanlunta) durch

Digitized by Google

das 1861er Erdbeben nicht beeinflusst wurden; vielleicht ergeben spätere geologische Untersuchungen, dass sich südlich vom Rio Mendoza ähnliche Verhältnisse vorfinden, wie nördlich von demselben; vielleicht ist die Talsenkung zwischen der Sierra de Tunuyan und der Hauptkordillere (Tupungato) nur die Fortsetzung des durch Mendoza laufenden Längsbruches.

Dass der Untergrund von Mendoza bis zum Alto Godoy herauf, d. h. bis zu den höchsten bebauten Stellen der Stadt aufgefülltes Flussbett ist, geht aus der (runden) Form des Gerölle hervor; auch findet man — ich habe viele Gruben bis zur Tiefe von 18 m untersucht — dass die Grösse des Gerölle mit der Tiefe zunimmt. Die Reihenfolge der Schichten von oben ist: 1. mehr oder weniger sandige Tonerde; 2. feiner glimmerreicher Sand; 3. gröberer quarzreicher Sand; 4. feines Geröll; 5. grobes Geröll bis zu 20 Kilo Schwere. Vom Alto Godoy westwärts, z. B. im neuen Stadtpark tragen die den Schotter bildenden Materialien einen ganz anderen Charakter; während die durch den Fluss zugeführten Gesteinsstücke abgerundet und meist Eruptivmaterial sind, herrschen in den westlicheren Schottern Sedimentärgebilde mit deutlich erkennbaren Kanten vor, z. B. Grauwacken und Konglomerate.

Bemerkung: Die von mir bezeichneten Verwerfungen, der grosse Querbruch von San Isidro und der Längsbruch sind teilweise bereits von den Regierungsgeologen Herren Dr. Keidel und Dr. Stappenbeck geprüft und als richtig befunden worden.

Periodische Erdbebenhäufigkeit.

Statistik.

Eine meiner zeitraubendsten Arbeiten war die Zusammenstellung eines Erdbebenkataloges für Mendoza. Es haben mir hierzu ausser meinen eigenen Aufzeichnungen die Veröffentlichungen über Erdbeben in hiesigen Zeitungen gedient, welche ich, soweit sie erreichbar waren, selbst durchgesehen habe. Ich erwähne davon die folgenden:

„El Constitucional“ (1852—1883),
„El Eco de Los Andes“ (1873),
„El Ferro-Carril“ (1882—1889),
„La Palabra“ (1884—1886),
„Los Andes“ (1885—1906),
„El Eco“ (1890—1891),
„El Debate“ (1891—1906).

Digitized by Google

Ausserdem benutzte ich die Beobachtungen des früheren Vizedirektors des Nationalkollegs Bialé Masset von 1873 und der Beobachtungen des Herrn A. Brierly aus den Jahren 1892—1899. Die an der hiesigen Nationalen Weinbauschule gemachten Aufzeichnungen von 1875—1886 wurden vom Direktor der meteorologischen Station in Cordoba Herrn Walter Davis veröffentlicht und gehen unter dessen Namen in meinem Kataloge (Clima de la Republica Argentina 1887).

Ich konnte sonach bis Ende 1906 578 Erdbebenaufzeichnungen sammeln, welche ich in Tafel I nach Jahren und Monaten geordnet habe. Auf Tafel II habe ich die sich wiederholenden Beben eines und desselben Tages nur einfach gerechnet, so dass darin nur Tage seismischer Tätigkeit aufgezeichnet sind. Es wird hierdurch das Allgemeinbild etwas klarer und entspricht mehr den tatsächlichen Verhältnissen; somit reduzieren sich die 578 Erdbeben auf 410 Erdbebentage.

Obwohl das von mir angeführte Beobachtungsmaterial sehr lückenhaft ist, so lassen sich daraus doch einige interessante Schlüsse ziehen. Es fällt dem aufmerksamen Beobachter auf den ersten Blick auf, dass Jahren grosser seismischer Tätigkeit mehrere Jahre seismischer Ruhe vorausgehen. So z. B. war es mir nicht möglich, auch nur eine Erdbebenaufzeichnung aus den drei der grossen 61er Katastrophe vorausgehenden Jahren zu erhalten. Dieser Umstand muss der Wirklichkeit entsprechen, denn viele Augenzeugen des grossen Erdbebens behaupten, dass vor 1861 in Mendoza überhaupt keine Beben stattgefunden haben. Auch David Forbes sagt in seinem Berichte, dass nach Aussage der Überlebenden die Erdbeben in Mendoza vor 1861 sehr selten waren. Dr. Burmeister, welcher vom 10. März 1857 bis 19. April 1858 sich in Mendoza aufhielt, hat in mehr als 13 Monaten nur ein Beben erlebt (abgesehen von zwei leichten Stössen, die seiner Beobachtung entgangen waren). Ein ganz ähnlicher Fall trat ein vor der grossen Depressionsperiode 1873. Zwar gibt Perrey an, dass am 25. und 29. März 1870 in Mendoza starke Erdbeben stattgefunden haben, ich habe jedoch diese Angaben in meinem Katalog nicht aufgenommen, da der „El Constitucional" dieselben nicht bestätigt. Also zum mindesten sind die Jahre 1871 und 1872 erdbebenfrei oder erdbebenarm. Der dritte analoge Fall bietet sich in den Jahren 1900—1902, welche dem starken Hebungsbeben vom 12. August 1903 vorausgehen. Hier ist Nachlässigkeit in der Aufzeichnung, die vielleicht 1870—1872 vorgekommen sein könnte, nicht anzunehmen, da ich persönlich die meteorologischen sowie

Digitized by Google

seismischen Aufzeichnungen an der Weinbauschule überwachte. Tatsächlich konnten in den drei Jahren 1900—1902 nur vier Beben aufgezeichnet werden, so dass man zu dem Schlusse berechtigt ist: Perioden von grosser seismischer Tätigkeit gehen gewöhnlich Jahre von seismischer Ruhe voraus. Diese Erscheinung findet ihre Bestätigung in dem Volksglauben der hiesigen Bewohner, welche behaupten, dass man die Erdbeben am meisten zu fürchten habe, wenn lange Zeit vergangen ist, ohne dass es gebebt hat. Die grosse Erdbebenperiode von 1906 scheint unserer oben gewonnenen Anschauung zu widersprechen, da 1905 und 1904 mit zusammen acht Beben verzeichnet sind; dabei ist aber zu bedenken, dass zwischen 1903 mit seinem Hebungsbeben und 1906 mit seinem Senkungsbeben wegen ihrer ungewöhnlich raschen Aufeinanderfolge, eine wirkliche seismische Ruhe kaum möglich war. Ich habe von den Mendozinern häufig die Meinung äussern hören und auch in hiesigen Zeitungen gelesen, dass sich grosse Erdbeben alle 40 Jahre wiederholen. Diese Ansicht stützt sich jedenfalls auf die Erdbeben von 1822 (Zerstörung von Concepcion de Chile), 1861 und 1903; aber wie wir bereits gesehen haben, sind zwischen den angegebenen Jahren Perioden von ebenfalls grosser seismischer Tätigkeit gewesen wie z. B. 1873 und 1894. Auch das Jahr 1883 kann als ziemlich tätig bezeichnet werden und scheint sich zu dieser Zeit fast die ganze südamerikanische Cordillere in Bewegung zu befunden zu haben. 1883 wurde der Mendoza am nächsten gelegene Vulkan San José eruptiv und sandte Aschenregen bis in das Städtchen San Carlos, im selben Jahre schritten die Sümpfe von Corralitos bis in die bewohnten Ortschaften (Rodeo de la Cruz) vor, die Bewohner zur Auswanderung zwingend. Des grossen Interesses halber, welches das Jahr 1883 bietet, will ich hier einige Angaben aus meinem Kataloge folgen lassen:

Januar 10.: starkes Beben; Mai 4.: starkes Beben in San Juan; Juni 11.: langandauerndes Beben; Juni 17.: leichtes Beben; Juni 19.: leichtes Beben; Juni 20.: starkes Beben; Juni 23.: starkes Beben; September 21.: Erdbeben in Hornillos (Prov. Rioja); Oktober 19.: starkes Erdbeben in Chilecito (Prov. Rioja); November 2.: Starkes Beben in San Carlos, auch in Mendoza beobachtet; November 3.: langandauerndes Beben; November 25.: Beben in Arequipa (Perú); November: 30. Aschenregen in Bahia Blanca; Dezember 21: verschiedene Erdbeben in Talca (Chile); Dezember 26.: starkes und anhaltendes Erdbeben in Mendoza.

Leider fehlen mir die barometrischen Beobachtungen von 1880

Digitized by Google

bis 1885; es ist somit nicht festzustellen, ob der Boden von Mendoza im Jahre 1883 im Heben oder Senken begriffen war, wenn auch das Vordringen der Sümpfe auf Senkung schliessen lässt.

Betrachten wir jetzt etwas näher die Verteilung der Erdbeben auf die verschiedenen Monate.

Ein Blick auf Tabellen I und II zeigt Zahlen, welche scheinbar eine grosse Unregelmässigkeit zur Schau tragen, ja sie scheinen sogar den gewohnheitsmässigen Erfahrungen zu widersprechen. Jedermann weiss in Mendoza, dass Erdbeben im Hochsommer sowohl, als auch in der Mitte des Winters selten sind, dagegen sich im Spätherbste häufiger und im Frühjahr am häufigsten zeigen. Dies ist eine Tatsache, welche auch ich nach fast 25jährigen Beobachtungen als richtig anerkenne. Bei näherer Betrachtung der Tabellen erkennt man, dass das allgemeine Bild stark beeinflusst ist durch die Nachbeben der grossen seismischen Perioden von 1861, 1873, 1894 und 1906; wenn wir daher diese Nachbeben von den allgemeinen Zahlen abziehen, ergeben sich folgende Monatssummen:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Gesamtzahl	31	22	40	20	29	21	25	39	45	52	55	31
Nachbeben	4	—	9	—	—	3	—	10	19	24	34	18
Es bleiben	27	22	31	20	29	18	25	29	26	28	21	13

Die so erhaltenen Ziffern entsprechen denn auch weit mehr den tatsächlichen Verhältnissen und den Regeln, welche sich erfahrungsmässig herausgebildet haben; sie lassen demnach zwei klar erkennbare Minima und zwei weniger deutliche Maxima erkennen.

Das eine absolute Minimum mit 13 Bebentagen fällt auf den heissesten Monat Dezember und das zweite Minimum mit 18 Bebentagen auf den kältesten Monat des Jahres; während die Frühjahrs- und Herbstperiode je ein Maximum aufweisen. Die von der hiesigen Bevölkerung am meisten gefürchteten Monate sind der März und August, denn erfahrungsmässig treten in diesen Monaten die Beben am heftigsten auf. Die Herbstbeben werden hier sehr häufig als Anzeichen des kommenden Winters angesehen, und wie wir später sehen werden, scheint auch tatsächlich ein Zusammenhang zwischen beiden zu existieren.

Treten wir jetzt die Beantwortung der Frage näher: Welcher Zusammenhang besteht zwischen der Erdbebenhäufigkeit einerseits und den Jahreszeiten andererseits?"

Die Tatsache, dass ein solcher Zusammenhang besteht, ist mir schon seit Jahren gewiss gewesen, aber eine Erklärung dafür konnte

Digitized by Google

ich nicht finden. Erst die Bestimmung des Epizentrums und der Erdbebenachse nebst Linien grösserer und grösster Zerstörung des Erdbebens vom 12. August 1903 lieferten mir den Schlüssel zur Lösung dieses Problems und die zahlreichen Nachbeben des Phänomens vom 16. August 1906 haben mir als Probe für das Exempel gedient.

Als Resultat meiner diesbezüglichen Untersuchungen kann ich folgenden Satz aufstellen:

„Die Mendoziner Erdbeben sind das Resultat zweier grosser Faktoren: 1. von Hebung und Senkung des Bodens und 2. von stärkerem oder geringerem Zufluss von Wasser aus der Zone des Epizentrums auf den grossen Querbrüchen."

Den ersten Faktor haben wir bereits genügend behandelt, beschäftigen wir uns demnach mit dem zweiten. Ich muss hier einige erklärende Bemerkungen vorausschicken. Das Epizentrum liegt in der Nähe des Cerro Colorado, dessen höchste Spitze etwa 4600 m über dem Meeresspiegel liegt[1]); nach Norden, Uspallata zu, wird der Gebirgszug immer niedriger, während er nach Süden an Höhe zunimmt und im Cerro de Plata seinen höchsten, in die Region des ewigen Schnees ragenden Gipfel mit 5800 m erreicht. Die Zone, welche das Epizentrum einnimmt, dürfte zwischen 3000 und 4000 m Höhe liegen, und demnach die Grenze des ewigen Schnees nicht erreichen.

Im Juli und besonders im August beginnt dort der im Winter gefallene Schnee bereits zu schmelzen, wird aber häufig durch neue Schneestürme wiederum vermehrt, so dass auch die eintretende Kälte den Schmelzprozess verlangsamt. Dieses Wechselspiel von Zu- und Abnahme des Schnees dauert bis Mitte Oktober, so dass gewöhnlich in der zweiten Hälfte des Oktober und im November der Schnee allmählich ganz verschwindet. Schneestürme in jener Region im Monat Dezember gehören zu grossen Seltenheiten. Bereits im Februar, aber meist erst im März sieht man die Gipfel sich wieder weiss färben und es beginnt dasselbe Wechselspiel von Schneefall und Schneeschmelze wie im Herbste, bis endlich Ende Mai der Schnee vollen Besitz von den Höhenzügen nimmt und den Juni und Juli über das Feld behauptet. Der grösste Teil des Schneewassers sammelt sich in den kleinen Flüsschen, welche dasselbe dem Rio Mendoza zuführen; aber jedenfalls sickert eine ziemliche Menge Schneewasser in grösseren Tiefen, wo es in den Hauptspalten unter der Präkordillere hindurch direkt nach den Quellen in der Ebene gelangt.

[1]) Siehe beifolgende Karte.

Digitized by Google

Diese meine Auffassung findet eine Bestätigung in der Tatsache, dass Jahre mit besonders starkem Schneefall auch zugleich erdbebenreich sind; eine Tatsache, welche auch durch die hiesige Bewohnerschaft erkannt wurde. Der Mendoziner glaubt, dass durch starken Schneefall die Vulkane verhindert würden, ihre gasförmigen Produkte nach aussen zu befördern, was dann innere Explosionen in Form von Erdbeben verursache.

Im folgenden führe ich einige Beispiele aus meinem Katalog auf und wähle hierzu die Jahre 1885 und 1888, in welchen extreme Bodenbewegungen nicht stattgefunden zu haben scheinen.

Jahr 1885.

Februar 12.: Kälte und Schneesturm in der Hochkordillere, auf dem Wege nach Chile 1,50 m Schnee.

März 3.: Grosser Schneesturm in der Kordillere.

März 30. 10 Uhr 28′: Starkes Erdbeben, 25—30 Sek. Dauer.

April 21.: Schneesturm Kordillere.

Mai 6.: Weg nach Chile gesperrt.

Mai 17. 12 Uhr nachts: Starkes Erdbeben in San Juan.

Juni 13.: Schlechtes Wetter, Kordillere.

Juni 11.: Grosser Schneesturm, Kordillere.

Juli 22.: Grosse Kälte in der Kordillere.

Juli 26—28: Grosser Schneesturm, Kordillere.

August 7.: Schneesturm dauert noch an.

August 9.: Ebene von Mendoza mit Schnee bedeckt.

August 19.: Neuer Schneesturm.

August 19.: 11 Uhr 30′ starkes Erdbeben.

August 30.: Seit mehreren Nächten vernimmt man unterirdische Geräusche.

September 4.: Schneesturm in der Kordillere.

„ 11.: „ „ „ „

„ 26.: „ „ „ „

Oktober 3. 6 Uhr 30′ a. m.: Starkes Erdbeben mit vorhergehendem unterirdischem Donner.

Oktober 7. 9 Uhr 45′ p. m.: Starkes und anhaltendes Erdbeben.

Oktober 18.: Nachricht von Erdbeben in Santiago de Chile (fünf Erdbeben).

Oktober 26. 4 Uhr 36′ p. m.: Starkes Erdbeben mit vorangegangenem unterirdischem Geräusch. Dasselbe Beben wurde in San Juan und Valparaiso verspürt.

Digitized by Google

Oktober 27. 4 Uhr 12′ a. m.: Beben in San Juan.

Darauf folgen Januar 8. 1886 ein leichtes und Januar 17. und 18. zwei starke Beben in San Juan.

Jahr 1888.

April 3.: Es schneit stark in der Kordillere.

Mai 23: Schneestürme machen den Übergang nach Chile schwierig.

Juni 3.: Seit vier Tagen schneit es unaufhörlich, in Uspallata liegt 1 m Schnee.

Juni 11.: Morgens, leichtes Erdbeben.

Juni 17.: Seit vier mehr als Tagen schneit es, 1 m Schnee.

Juni 19.: Nachts 12 Uhr Erdbeben.

Juni 20.: Nachts leichtes Erdbeben.

Juni 22. 1 Uhr 40′ a. m.: Starkes Erdbeben von ca. 20′ Dauer.

Juni 23. 1 Uhr 28′ a. m.: Zuerst leichtes Beben, zuletzt starker Stoss.

Juni 23. 4 Uhr 30′ a. m.: Leichtes Beben.

Juli 21.: Seit vielen Jahren hat es nicht so andauernd geschneit, wie jetzt. Die Schneestürme scheinen in der ganzen Kordillere stattzufinden.

Juli 25. 4 Uhr 30′ a. m.: Starkes und andauerndes Erdbeben; wurde auch in San Juan beobachtet.

August 4. 8 Uhr 30′ p. m. leichtes Beben.

August 17.: Starke Schneestürme; Schnee liegt über 4 m hoch.

September 11. 5 Uhr 40′: Leichtes Beben.

September 22.: Neue starke Schneestürme.

Oktober 13. 12 Uhr 30′ a. m.: Starkes Erdbeben von 10′ Dauer.

Oktober 21: In den letzten Tagen starker Schneesturm.

November 1. 3 Uhr 45 p. m.: Ziemlich starkes Beben.

November 1. 4 Uhr p. m.: Beben, etwas leichter als das vorhergehende.

Ich bemerkte bereits, dass die Mendoziner die Herbstbeben als Anzeichen des nahenden Winters betrachten. In der Regel werden dieselben von grossen Temperaturerniedrigungen begleitet und diese wiederum sind die Folge von Schneestürmen in der nahen Kordillere. Auf diese Weise erklärt sich sehr einfach das Zusammentreffen der ersten Beben mit den ersten kalten Tagen. „Los Andes“ schreiben zum Beben vom 31. Mai 1887: ziemlich stark und andauernd war das Beben; es ist unser erster Wintergast. „El Constitucional“ sagt

Digitized by Google

zum Beben vom 14. März 1878: schon beginnen diese schlimmen Gäste uns zu beunruhigen.

Fügen wir hier noch die jüngsten Beobachtungen von 1907 hinzu.

Während im Dezember 1906 noch elf Beben verzeichnet werden konnten, steht der Januar 1907 nur mit einem Bebentag in der Liste.

Januar 25., 6 Uhr p. m. Zwei leichte Beben, welche von nur wenigen Leuten der nördlichen Stadt konstatiert werden konnten.

Februar 1., 8 Uhr 15 p. m. wurde in den östlichen Departements San Martin, Junin und Rivadavia ein heftiges Erdbeben wahrgenommen, welchem ein unterirdisches donnerähnliches Geräusch voranging. Das Interessante an diesem Beben ist, dass die Schwingungszone nach Westen hin genau mit dem Rio Mendoza abschneidet. Weder in Lujan, noch Barcala (Maipú) noch in Mendoza wurde die geringste Bewegung wahrgenommen. (Es hat hier ein Setzen des Bodens stattgefunden — der Rio Mendoza ist wahrscheinlich eine Verwerfungslinie.)

Februar 1., 11 Uhr p. m. Leichtes Leben in San Martin (ähnlich dem vorigen).

Februar 8. Morgens ein leichtes Beben, von wenigen beobachtet.

März 24? Leichtes Beben (nicht bestätigt).

April 5., 10 Uhr 10 p. m. Leichtes Beben in San Martin, in der Nähe des Rio Mendoza; daselbst von mehreren Personen wahrgenommen.

April 5., 7 Uhr p. m. Nicht starkes Beben, welches sich in der Nacht schwach wiederholte.

Es folgen Aufzeichnungen über das Versagen der heissen Quelle in Puente del Inca (3. April 1907), ferner über Stand der Quellen in Challao und Agua del Medio.

April 24., 9 Uhr 40 p. m. Leichtes Beben in der Altstadt.

April 25., 1 Uhr a. m. Leichtes Beben in Lujan.

April 27., 5 Uhr 8′ a. m. Leicht (nicht bestätigt).

April 27., 8 Uhr 15 p. m. Leicht (nicht bestätigt).

April 28., 10 Uhr 50 p. m. Leichtes Beben, nur in den hohen Teilen der Stadt wahrgenommen.

Am 27. April auf Reise nach Cruz de Piedra konnte ich konstatieren, dass in den letzten Tagen in der Cordillere Schnee gefallen war. Die Minimaltemperaturen (Nationales Observatorium der Weinbauschule) betrugen:

April 26 = $0^0.3$; 27 = $3^0.0$; 28 = $8^0.9$; 29 = $8^0.2$; 30 = $3^0.7$.

Digitized by Google

Es machen sich neue Schneestürme bemerkbar, welche sich sogar in der Ebene am 4. und 5. Mai als Regen zeigen.

Minimaltemperaturen: Mai 1. = 2°.1; 2 = 1°.2; 3 = 4°.5; 4 = 2°.5; 5 = 6°.5; Mai 6 = 1°—; 7 = 1°.5; 8 = 2°.

Mai 1., 11 Uhr 50 p. m. Leichtes Leben (nicht bestätigt).

Mai 5., 10 Uhr 30 p. m. Leichtes Beben im Zentrum der Stadt.

Mai 5., 4 Uhr a. m. Zwei leichte Stösse in der Richtung N.S. An verschiedenen Stellen beobachtet.

Mai 6., 1 Uhr 20 p. m. Leichtes Beben im Zentrum der Stadt.

Mai 6., 9 Uhr 5 p. m. Starkes Beben in der hohen Stadt (südlicher Teil); dagegen in der Altstadt entweder gar nicht oder nur unbedeutend wahrgenommen. Am stärksten war das Beben in Junin, San Martin und Rivadavia. In San Martin war es so stark, dass Lampen umzufallen drohten. Ziemlich stark war auch das Beben in San Vicente (Belgrano), weniger in Lujan. Nach Süden hin wurde das Beben auf mehr als 300 km (San Rafael) beobachtet; auch nach Norden hin ist es sehr weit vorgedrungen, (San Iuan); dagegen hörte seine Wirkung bereits in den ersten Vorbergen vollkommen auf; in Challao, Agua del Medio und La Cantera wurde das Beben nicht beobachtet, ebensowenig in Cruz de Piedra. Wir haben hier eine Wiederholung des Bebens vom 1. Februar 1907; nur war das vom 6. Mai stärker.

Mai 9., 11 Uhr 50′ p. m. Leichtes Beben (Südstadt).

Mai 12., 12 Uhr 15 a. m. Leichter aber plötzlicher Stoss von unten nach oben (hohe Neustadt, südlicher Teil).

Mai 13., 11 Uhr 45 p. m. Leichtes aber langandauerndes Beben nur in der niedrigen Altstadt beobachtet.

Ich muss hier noch bemerken, dass bei den letztbeobachteten Beben es sehr schwer war, Angaben über Richtung zu erhalten, und selbst bei dem ziemlich starken von mir selbst beobachteten Beben vom 6. Mai, bei welchem Türen und Fenster meines Hauses bedenklich zitterten, konnte ich die Richtung nicht herausfinden. Es ist dies erklärlich, wenn wir zugeben, dass der grösste Teil der Nachbeben der letzten chilenischen Katastrophe, lokalisierte Setzungsbeben sind. Ich habe deshalb, dieses erkennend, mein Hauptaugenmerk auf die Feststellung der Verbreitungszonen der verschiedenen Nachbeben gerichtet.

Das eben angeführte Beobachtungsmaterial in Verbindung gebracht mit den grösseren und grössten Zerstörungslinien, denen unter-

Digitized by Google

irdische Spalten entsprechen, machen es wahrscheinlich, dass das in diesem Spaltensystem sich bewegende Wasser einen Einfluss auf die Gleichgewichtsverhältnisse des Untergrundes besonders der Stadt Mendoza und Umgebung ausübt.

Um das Bild zu vervollständigen, mögen hier die Angaben aus dem Jahre 1889 folgen, welche sozusagen das Gegenstück zu 1885 und 1888 darstellen.

Januar 27. Der Weg nach Chile ist ausserordentlich gefährlich, auf eine Distanz von 15 km ist er noch mit Schnee bedeckt.

März 21. Weg nach Chile ausserordentlich schlecht.

März 18., 12 Uhr 15 a. m. Heftiges und rasches Erdbeben; Dauer 4′ — 5′.

Mai 25—28. Schneesturm in der Kordillere.

Juni 20., 1 Uhr 50′ a. m. Starkes Beben; es ging ein lang andauerndes Geräusch voraus.

August 3. Man weiss, dass der Zustand der Kordillere vorzüglich ist, man gelangt nach Chile ohne die mindeste Schwierigkeit.

August 18. Es hat geschneit, aber das Schneewetter beschränkte sich auf die niedrigeren Teile der Präkordillere zwischen Uspallata und Mendoza.

September 28. Reisende, welche von Chile kommen, berichten, dass der Weg noch zu wünschen übrig lässt.

Dezember 12., L. A.
. 17., F. C. } Die Regenfälle der letzten Tage haben die Saaten gerettet, welche am Vertrocknen waren, infolge Wassermangels in den Flüssen.

Dezember 20. Der Rio Tunuyan ist ausserordentlich wasserarm.

Zur näheren Erklärung füge ich hinzu, dass nach Davis der durchschnittliche jährliche Regenfall in Mendoza 162 mm beträgt, eine Tatsache, welche Ackerbau ohne künstliche Bewässerung ausschliesst. Die Flüsse Rio Mendoza und Rio Tunuyan, welche mehrere 100000 ha Land künstlich bewässern, werden einzig vom Schnee der Hochkordillere gespeist, ihre grössere oder geringere Wassermenge im Sommer lässt deshalb einen direkten Schluss auf die grössere oder geringere Schneemenge in der Kordillere zu. Wenn im Dezember in den genannten Flüssen noch Wassermangel ist, so beweist das einen ausserordentlich schneearmen Winter in der Kordillere. Hiermit steht im Einklang, dass im August und September bereits Reisende die Hochkordillere passierten, was bei normalen Verhältnissen erst Anfang Dezember zu geschehen pflegt.

Digitized by Google

Fügen wir zum Schlusse noch einige Beobachtungen des Rafael Igarzabal aus San Iuan hinzu, welcher kurz nach dem 1861er Erdbeben Mendoza besuchte und später ein Buch veröffentlichte unter dem Titel:

„La Provincia de San Iuan en la Exposicion de Cordoba" 1873. Igarzabal beschreibt eine Erdspalte, welche er in der Nähe von Mendoza beobachtet hat, in deren Grund sich fliessendes Wasser befand (Folge des Erdbebens).

Igarzabal schliesst hieraus, „dass die Ursache der Erdbeben nicht in vulkanischer Tätigkeit und in grossen Tiefen, sondern nahe der Oberfläche der Erde zu suchen sei, und ganz besonders in Gegenden, in denen junge sedimentäre Ablagerungen von unterirdischen Wasserläufen durchfurcht werden. Die unterirdischen Wasserläufe, welche von den Kordilleren stammen, bilden somit eine grosse Gefahr auch für San Iuan, ganz besonders im Winter."

„Nach allem, was man von den Erdbeben in Chile, Mendoza und San Iuan weiss, sind dieselben häufiger im Winter als im Sommer; so z. B. fanden 1870 in San Iuan drei Erdbeben statt; das erste am 3. Juli bei der grössten Kälte, die in diesem Jahre beobachtet wurde; das zweite, am 1. August bei starkem Winde; und das dritte, am 2. Oktober bei Regenwetter."

Auf Grund eigener Beobachtungen und des oben besprochenen statistischen Materials glaube ich behaupten zu dürfen, dass die schwächeren Erdbeben von Mendoza und wahrscheinlich auch die von San Iuan vom Stande des Grundwassers beeinflusst sind.

Das im Dezember beobachtete Minimum von Erdbeben hat seinen Grund im Fehlen des Schnees in der Region des Epizentrums. Das im Juni beobachtete Minimum dürfte in der Starrheit der Schneemassen infolge der niederen Temperatur zu suchen sein. Die beiden Maxima im Frühjahr und Herbst dürften auf ein und dieselbe Ursache zurückzuführen sein, und zwar auf den fortwährenden Wechsel von Schneesturmperioden und heissen Tagen.

Die auffällige Erdbebenseltenheit im April hat wahrscheinlich in den konstanten Witterungsverhältnissen ihre Erklärung.

Mendoza, am 23. Juli 1907.

Digitized by Google

I. Übersicht der in Mendoza beobachteten Beben auf Monate verteilt.

Gesamtzahl	Jahr	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb.	Oktober	Novemb.	Dezember
10	1804—1857	—	1	—	1	1	1	—	—	—	3	3	—
0	1858, 59, 60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
114	1861	—	—	95	8	?	9	—	2	—	—	—	—
2	1862	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	1863	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—
2	1864	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—
3	1865	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	2	—
2	1866	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
0	1867	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1868	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1869	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1870	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1871	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	1873	—	—	1	1	1	1	1	—	2	—	6	8
2	1874	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	1875	1	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	2
7	1876	1	2	1	—	—	—	—	1	—	—	1	1
10	1877	—	—	1	2	1	—	2	2	—	—	1	1
11	1878	—	1	4	—	1	—	1	—	1	2	—	1
10	1879	—	1	2	1	—	1	2	—	1	2	—	—
9	1880	1	1	1	—	1	—	1	4	—	—	—	—
2	1881	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—
3	1882	2	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
10	1883	1	—	—	—	—	5	—	—	—	—	3	1
8	1884	1	2	1	—	—	—	—	—	—	1	2	1
7	1885	—	—	1	—	1	—	—	2	—	3	—	—
7	1886	3	—	1	—	—	—	1	—	2	—	—	—
4	1887	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	1
12	1888	—	—	—	—	—	6	1	1	1	1	2	—
2	1889	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
7	1890	—	1	2	—	1	—	—	—	1	—	1	1
12	1891	—	—	—	—	6	—	1	3	—	2	—	—
12	1892	3	—	1	—	1	—	—	4	1	2	—	—
9	1893	—	1	1	—	2	—	1	3	1	—	—	—
30	1894	1	—	—	—	—	1	6	—	2	8	12	—
26	1895	4	1	2	1	4	—	3	2	3	2	4	—
14	1896	1	1	1	2	1	—	—	2	4	1	1	—
8	1897	2	—	1	1	—	—	2	1	—	—	—	1
23	1898	2	3	1	1	3	1	1	—	2	6	2	1
11	1899	—	2	2	2	—	2	—	—	3	—	—	—
1	1900	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1901	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
2	1902	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—
10	1903	—	—	—	—	1	1	—	4	1	—	2	1
3	1904	1	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—
6	1905	1	—	—	—	—	—	2	—	—	1	—	2
132	1906	2	1	4	7	1	1	1	11	30	34	29	11
578		32	22	129	28	30	30	32	43	57	71	71	33

Digitized by Google

II. Übersicht der Erdbeben-Tage, verteilt auf Jahre und Monate.

Gesamtzahl	Jahr	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septemb.	Oktober	Novemb.	Dezember
10	1804—1857	—	1	—	1	1	1	—	—	—	3	3	—
0	1858—1860	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	1861	—	—	10	2	1	3	—	2	—	—	—	—
2	1862	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1863	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
2	1864	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—
3	1865	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	2	—
2	1866	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
0	1867	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1868	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1869	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1870	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1871	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1872	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1873	—	—	1	1	1	1	1	—	2	—	6	7
2	1874	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	1875	2	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	2
7	1876	1	2	1	—	—	—	—	1	—	—	1	1
9	1877	—	—	1	2	1	—	1	2	—	—	1	1
10	1878	—	1	3	—	1	—	1	—	1	2	—	1
9	1879	—	1	2	1	—	1	2	—	1	1	—	—
8	1880	1	1	1	—	1	—	1	3	—	—	—	—
2	1881	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—
3	1882	2	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
9	1883	1	—	—	—	—	4	—	—	—	—	3	1
8	1884	1	2	1	—	—	—	—	—	—	1	2	1
7	1885	—	—	1	—	1	—	—	2	—	3	—	—
7	1886	3	—	1	—	—	—	1	—	2	—	—	—
4	1887	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	1
10	1888	—	—	—	—	—	5	1	1	1	1	1	—
2	1889	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
7	1890	—	1	2	—	1	—	—	—	1	—	1	1
9	1891	—	—	—	—	4	—	—	3	—	2	—	—
11	1892	2	—	1	—	1	—	—	4	1	2	—	—
9	1893	—	1	1	—	2	—	1	3	1	—	—	—
22	1894	1	—	—	—	—	1	4	—	2	5	9	—
22	1895	4	1	1	1	4	—	3	2	3	2	3	—
14	1896	1	1	1	2	1	—	—	2	4	1	1	—
8	1897	2	—	1	1	—	—	2	1	—	—	—	1
22	1898	2	3	1	1	3	1	1	—	2	5	2	1
10	1899	—	2	2	2	—	2	—	—	2	—	—	—
1	1900	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1901	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
2	1902	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—
9	1903	—	—	—	—	1	1	—	3	1	?	2	1
3	1904	1	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—
5	1905	1	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	2
90	1906	2	1	3	5	1	1	1	9	19	20	18	10
410		31	22	40	20	29	21	25	39	45	52	55	31

Digitized by Google

Nachträgliche Bemerkungen zum Erdbeben vom 16. August 1906.

Die zahlreichen unterirdischen Geräusche, welche in der letzten Zeit, d. i. Mitte Mai 1907, in der Provinz Mendoza beobachtet wurden, haben mich veranlasst, diesem Phänomen besondere Aufmerksamkeit zu widmen und neue Beobachtungen zu sammeln über das Geräusch, welches nach einigen Angaben zwei Minuten, nach anderen fünf Minuten nach dem zweiten grossen Beben von Valparaiso (16. August 1906) an gewissen Orten der Provinz Mendoza beobachtet wurde.

Es kann nach meinen Feststellungen als sicher angenommen werden, dass das Geräusch am bedeutendsten war in Barrancas, einem kleinen Orte auf dem rechten Ufer des Rio Mendoza, etwa 50 km südlich der Stadt Mendoza gelegen. Nach zuverlässigen Berichterstattern kam das Geräusch vom Cerro de Plata, d. h. vom Westen her; es schien, als wenn die nahen Berge in sich zusammenbrächen. Das Geräusch wurde ferner stark vernommen in fast allen Orten, welche östlich von Barrancas, in der Nähe des Rio Mendoza liegen, z. B. in Cruz de Piedra, in Barcala, San Martin etc.

Dagegen wurde das Geräusch in Mendoza nicht wahrgenommen. Das Geräusch umfasste demnach eine in die Länge gestreckte Zone, deren Hauptachse von W nach O gerichtet ist, demnach mit der von mir bestimmten Erdbebenachse (12. August 1903) parallel läuft und aller Wahrscheinlichkeit nach auf einem Querbruche verläuft. Die geologische Untersuchung dieser Region wird erst im nächsten Frühjahre in Angriff genommen werden; vielleicht bestätigen die Regierungsgeologen Dr. Keidel und Dr. Stappenbeck auch hier meine Beobachtungen, wie es bezüglich der Bestimmung der Erdbebenachse der Fall war.

Ich mache auf die Tatsache aufmerksam, dass der vermutliche Querbruch von Barrancas durch das Beben von Valparaiso mehr in Mitleidenschaft gezogen wurde, als der Querbruch von Mendoza, ein Umstand, der darauf hindeutet, dass beide verschiedenen Bruchsystemen angehören. Diese Vermutung erhält noch darin eine Unterstützung, dass sowohl 1861, sowie 1903, Barrancas auf dem rechten Ufer des Rio Mendoza und Cruz de Piedra und Alto de Sulunta, welche Orte auf dem linken Ufer, Barrancas gegenüber, gelegen sind, von den Zerstörungen ausgeschlossen blieben, während auf dem Querbruche von Mendoza fast alle Gebäude dem Erdboden gleich gemacht wurden (20. März 1861).

Digitized by Google

Dahingegen haben die Geräusche vom 16. Juli 1907 klar dargetan, dass wenigstens an der Oberfläche der Erde ein gewisser Zusammenhang zwischen beiden Erschütterungsgebieten vorhanden sein muss. Am genannten 16. Juli, 4^h 15′ p. m. wurden gleichzeitig die Bewohner der alten Ruinengegend (nördlicher Stadteil) von Mendoza und diejenigen von Barrancas durch donnerartige Geräusche, denen eine kanonenschussähnliche Detonation vorausging, in Unruhe versetzt, während zwischen beiden Erschütterungszonen, z. B. in dem südlichen Stadtteil nichts Anormales beobachtet wurde. Zum ersten Male konnte ich mit Sicherheit die Gleichzeitigkeit der Geräusche in Mendoza N. und Barrancas feststellen. Da in beiden Erschütterungszonen die Bewegung sich von W. nach O. fortpflanzte, vermute ich, dass das ganze, zwischen den beiden Querbrüchen gelegene Gebiet eine leichte Vorwärtsbewegung von W. nach O. ausgeführt hat.

Durch meine vielfachen geologischen Exkursionen in der Präkordillere bin ich schon früher auf die Vermutung gekommen, dass die Präkordillere in früheren geologischen Perioden ein Vorwärtsrücken von W. nach O. erlitten haben müsse; und die Berufsgeologen Dr. Keidel und Dr. Stappenbeck, deren Arbeiten allerdings noch nicht abgeschlossen sind, scheinen meine Vermutung zu bestätigen.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie die eben angedeuteten hat im vergangenen Sommer Dr. Stappenbeck in der Nachbarprovinz San Juan, allerdings nur auf Grund geologischer Untersuchungen, festgestellt; auch da ist ein mehrere Meilen langer Gebirgszug der Präcordillere zwischen zwei Querbrüchen in die Ebene vorgerückt.

In diesem Zusammenhange dürfte der nachstehend mitgeteilte Auszug aus einem Briefe vom 22. Juli 1907, den Herr Regierungsgeologe H. Keidel an mich gerichtet hat, von allgemeinerem Interesse sein:

„Sie erinnern sich gewiss der Arbeit, die Bodenbender 1897 über Mendoza veröffentlicht hat. Er kommt darin zu dem Schluss, dass bis nahe Mendoza heran die grossen Gletscher der letzten Vereisung gereicht haben. Er betrachtet ja die Ablagerungen der wunderbaren Terrassen im Valle Papagayos usw. als Grundmoräne. Nun sagt er weiter, dass die tertiären Sandsteine mit Andesit-Geröllen auch eine glaziale Bildung seien und er meint, es habe dementsprechend schon im Tertiär eine Eiszeit bestanden. Diese beiden Ansichten sind, wie ich zeigen werde, nicht begründet, wohl aber eine andere Ansicht, nämlich über das sehr geringe Alter der Bewegungen, durch die die Kordillere ihre jetzige Höhe erhalten hat.

Digitized by Google

Diese Bewegungen müssen in der Tat in einer sehr späten Zeit vor sich gegangen sein und alle Beobachtungen weisen darauf hin, dass diese Zeit das ältere Diluvium gewesen ist.

Sie wissen, dass in der Vorkordillere in dem nördlichen Teile der Provinz Mendoza, in San Juan und noch weiter nördlich keine Fossilien gefunden sind in Ablagerungen, die jünger sind als Rhät. In der Tat sind in diesen Teilen der Kordillere seit dem mittleren Mesozoikum keine marinen Ablagerungen mehr gebildet worden. Es handelt sich also um kontinentale Absätze. Dazu gehören, wenn wir von den älteren absehen, vor allem die tertiären braunen Sandsteine und die noch jüngeren fluviatilen Bildungen, die in grosser Mächtigkeit den östlichen Rand der Vorkordillere begleiten, aber auch an vielen anderen Stellen sichtbar sind. Sie kennen sie vielleicht von den Cerrillos, man findet sie aber auch noch weiter nördlich, besonders mächtig bei Jocoli.

Diese Bildungen sind es, die Bodenbender als diluvial bezeichnet und denen er fluvio-glazialen oder gar glazialen Ursprung zugeschrieben hat. Es sind grobklastische Ablagerungen, hauptsächlich aus Grauwacken zusammengesetzt und viele hundert Meter mächtig.

Nun ist es interessant, dass diese Bildungen stark dislociert worden sind und zwar in einem solchen Masse, dass man mit Sicherheit sagen kann, dass sie ein Glied des heute sichtbaren Gebirgsbaues sind, dass also die Bewegungen in Frage kommen, die die heutigen Höhenunterschiede geschaffen haben.

Diese Bewegungen sind nicht einheitlich verlaufen, sondern sie sind, wie die Diskordanzen in den jungen fluviatilen Bildungen zeigen, dreimal in Intervallen besonders stark vor sich gegangen. Sie haben bis in die späteste Zeit angedauert. Wenn Sie einmal auf der westlichen Seite der Gärten von Panpuegua nach Norden gehen, so sehen sie westlich vom Wege einen langgestreckten Zug niedriger Hügel. Es sind Schotter, die vor dem Stirnrande der mächtigen Schuttkegel liegen, die zwischen Panquegua und dem Cerro de Cal die schiefe Ebene vor dem Fusse des Gebirges zusammensetzen. Diese Schotter setzen flache Gewölbe zusammen, deren westliche Flügel sichtbar sind. So liegen also ganz junge Bewegungen vor. Wenn Sie nun genau zusehen, so werden Sie finden, dass nördlich und östlich davon bis weit über Borbollon hinaus der fluviatile Löss flache grosse Gewölbe bildet. Durch ein solches Gewölbe schneidet sich der Hauptarm des Rio de Mendoza südöstlich von der Stadt.

Digitized by Google

Hier liegt wirklich ein Fall von Antecedenz vor. Der Löss über dem Niveau des Flusses ist nicht von diesem abgelagert worden und das Wasser ist auch nicht bergan geflossen, sondern der Fluss hat das entstehende Gewölbe durchschnitten. Es ist also auch hier eine ganz junge Bewegung vorhanden. So liessen sich die Beispiele leicht vermehren. Ameghino meint zwar, aller Löss sei pliocänen Alters. Das ist entschieden zu weit gegangen, es sind hier sicher diluviale und noch jüngere Bildungen von Bewegungen getroffen worden

Nun sieht man andererseits die Spuren der letzten grossen Vereisung in der Hauptkordillere zum Teil in den Anhäufungen der alten Talgletscher, zum Teil in prachtvoll erhaltenen glazialen Landformen. Man findet auch in hoch gelegenen Schliffen die Spuren einer älteren Vereisung. Daneben sieht man aber deutlich, dass auf grossen Strecken die Oberfläche der Kordillere noch vorhanden ist, die vor den Bewegungen bestand. Die Talbildung ist hydrographisch sehr rudimentär und in der Höhe hat fast ausschliesslich die glaziale Erosion gewirkt. Hier sind seit der Zeit der älteren Vereisungen erhebliche Bewegungen, wenn sie nicht vertikal und allgemein waren und deshalb nicht zu beobachten sind, nicht vor sich gegangen. Die grossen Bewegungen liegen ein wenig zurück; sie beginnen im Pliocän und sind noch im Diluvium sehr stark. Im Tertiär hat die Kordillere bei weitem nicht ihre heutige Höhe gehabt; diese ist in der Zeit der alten Vereisungen entstanden. Damals lag die Schneegrenze ungefähr 3000 m hoch. Heute liegt sie fast 1000 m höher. Die Sierra de Uspallata ist also noch niemals vereist gewesen. Das zeigen auch die Beobachtungen. Man findet nämlich nicht die geringste Spur glazialer Bildungen oder Erosion, weder Moränen noch glaziale Landformen. Wir müssen also die fluvioglazialen Bildungen im Osten parallelisieren. Dann wird die Zeit der letzten Vereisung zu einer scharfen Grenze und wir können, davon ausgehend und auf festem Boden stehend, das Alter der jungen Bewegungen ziemlich gut bestimmen.

Diese Bewegungen sind immer wieder denselben Linien gefolgt, sie gehen auch heute noch vor sich. Das ist das Interessante und darin liegt die Wichtigkeit Ihrer systematischen Beobachtungen. Denn die Erdbeben sind die Äusserungen der tektonischen Veränderungen. Ich glaube, man kann nach allem Mendoza keine günstige Prognose stellen. Nicht nur Ihre Beobachtungen an den Apparaten, sondern besonders Ihre

Digitized by Google

sonstigen Ermittelungen werden den grössten Wert haben. Die Kordillere ist ein klares Beispiel sehr junger Entstehung eines grosses Gebirges, und die Bewegungen sind nicht abgeschlossen.

Oft ist ja von den verschiedenen Beobachtern eine beträchtliche Erhöhung der Kordillere in sehr später Zeit angenommen worden, von Darwin bis zu dem leider etwas phantastischen Ochsenius. Man hat sich dabei auf die Bewegungen der chilenischen Küste und auf das Vorkommen lebender mariner Formen in sehr grosser Höhe gestützt. Beide Arten von Argumenten stützen sich auf überaus schwer zu kontrollierende Verhältnisse. Suess hat darum die Anschauung auch mit Erfolg bestritten. Die genauere geologische Untersuchung zeigt aber, dass die Beobachter sehr wahrscheinlich Recht haben."

Mendoza, den 23. Juli 1907.

Dr. P. A. Loos.

Das Erdbeben in Mendoza am 14. August 1907.

Ein höchst lehrreiches und interessantes Erdbeben von ziemlicher Intensität wurde am 14. August um $9^h\,14^m$ a. m. in Mendoza verspürt. Ich war am Schreiben, als ich plötzlich in ganz kurzem Intervall zwei starke Stösse von unten erhielt. Richtung konnte ich nicht herausfinden. Hängende Gegenstände zeigten trotz der ziemlich heftigen Bewegung keine Schwankungen. Ich habe der Erscheinung drei Nachmittage gewidmet, um an den wichtigsten Orten persönlich Erkundigungen einzuziehen und folgendes feststellen können:

Auf den beiden Querbrüchen „San Isidro" und „Belgrano" wurden starke unterirdische Geräusche vernommen, und in unmittelbarer Nähe derselben, d. h. nur innerhalb der beiden Bruchlinien war die Intensität am grössten. Auf der Aussenseite der Bruchlinien nahm die Intensität fast plötzlich ab. In Belgrano z. B. (Bodega Tomba) barst ein mehrere Hundert Hektoliter haltendes mit Wein gefülltes Lagerfass, bei einem anderen sprang ein Reifen und kaum 3 Kilometer davon merkten von 10 Personen kaum zwei das Beben. Im mittleren oberen Teil der Schütterzone (nach W.) war die Intensität

Digitized by Google

sehr schwach. Die Zone ist von einem Bruch bis zum anderen (in N-Slicher Richtung 6—7 Kilometer breit, in der WO-Richtung, d. h. Längsrichtung geht die Schütterzone auch nicht viel über den Längsbruch (Zanjon) hinaus; denn 10 Kilometer im Osten der Stadt, in Cozalitos, wurde das Beben nicht mehr wahrgenommen, dugegen hatte der Längsbruch selbst ziemlich starke Erschütterungen erlitten. Um die Ausdehnung nach W. hin festzustellen, liess ich sofort nach Puente del Inca, Uspallata und Cachenta und sogar nach Santiago de Chile telegraphieren. In Chile war etwa um dieselbe Zeit ein 15″ langes Beben beobachtet worden, in den zwischen Santiago und Mendoza gelegenen Orten Puente del Inca, Uspallata und Cachenta (am östlichen Abhange der Hauptkordillere) war keine Bewegung wahrgenommen worden. Ich vermute daher, dass der eigentliche Anstoss von der Hochkordillere ausging.

Nachträglich eingesammelte Beobachtungen über das Beben vom 16. August 1906 berechtigen mich, dasselbe von dem letzgenannten Beben anzunehmen. Ich erfuhr nachträglich, dass ganz noch am Querbruch von Belgrano, in der Bodega von Isidro Esendero, welche den ersten Hügelreihen der Präkordillere sich sehr nähert, von 1 Uhr nachmittags kanonendonnerähnliche Geräusche nach den Bergen (W.) zu vernommen wurden, welche in ein förmliches Bombardement gegen 4^h p. m. des 16. August ausarteten und von da an wieder an Heftigkeit und Häufigkeit bis in die Dunkelheit hinein abnahmen. Um $8^h\ 30^m$ p. m. erfolgte dann das grosse Beben. Mein Gewährsmann ist ein ernster und wohlgebildeter Bayer, der seit 18 Monaten als Kellermeister in der betreffenden Bodega angestellt ist. Ich habe genaue Nachforschungen angestellt, ob nicht etwa andere Ursachen die halb unterirdischen Geräusche erzeugt haben könnten; musste mich aber überzeugen, dass das nicht der Fall war. Es haben auch andere Personen die Donner wahrgenommen.

Derselbe Gewährsman machte noch eine andere interessante Beobachtung. Im Korridor des Wohnhauses des Herrn Escudero waren mehrere Ampeln aufgehängt, welche beim Erdbeben vom 16. August 1906, sowie bei allen späteren starken Beben heftig von W. nach O. oszillierten. Es ist das ein Beweis, dass die allgemeine Schwingungsrichtung WO. in der Nähe der Querbrüche wesentlich modifiziert wird. 1861 und 1903 wurden ähnliche Beobachtungen in Mendoza in der Nähe von Linien grosser und grösster Zerstörung gemacht. Ich halte diese Beobachtung insofern für wichtig, als durch Veränderung der Schwingungsrichtungen Schlüsse auf

Digitized by Google

eventuell unsichtbare und verdeckte Brüche im Untergrund gezogen werden können. Ich werde jedenfalls auf diesen Punkt besondere Aufmerksamkeit verwenden.

Das Beben vom 14. August hat in dieser Beziehung interessante Ergebnisse geliefert. Im Alto Godoy (Stadt W.) fühlten verschiedene Personen verschiedene Schwingungsrichtungen; die einen erkannten NS-, die anderen WO-Richtung. Genau dasselbe wird mir von einem anderen Hause in der Nähe des ersteren berichtet. In dem Modegeschäft „La Alemana" (Zentrum der Stadt) wurde zuerst ein heftiger Stoss von unten beobachtet, welcher die Schachteln in den Regalen nach oben springen liess, ohne dass sie herunterfielen, und darauf geriet die Leinwand der Stubendecke in wellenförmige Bewegungen, die auf der Westseite des Ladens begannen und auf der Ostseite endeten. In der Nähe des Schnittpunktes des Querbruches San Isidro mit dem Längsbruch Zanjon (Ruiuen) stürzte ein in der Richtung WO. liegender Balken von seiner Unterlage (Zementfässer) in nördlicher Richtung ab: die unterirdischen Geräusche auf den Querbrüchen wurden in der Richtung WO. vernommen.

Ich bin der festen Überzeugung, dass das Erdbeben vom 14. August genau so wie das vom 16. Juli auf Vorrücken der Präkordillere von W. nach O. zurückzuführen ist; nur mit dem Unterschiede, dass am 16. Juli die Bewegungszone zwischen den Querbrüchen Lujan (Barrancao (Lanlunta) und San Isidro stattfand, während am 14. August nur das Stück zwischen den Querbrüchen Belgrano und San Isidro die Bewegung ausführte.

Im weiteren Verfolge des interessanten Bebens vom 14. August konnte ich noch nicht feststellen, dass dasselbe auf den Brüchen, die ich bereits erwähnte, westwärts bis etwa 30 Kilometer in die Präkordillere hinein bemerkt wurde; südwärts konnte es noch bis an den Rio Mendoza und von da an etwa noch 6 Kilometer nach NO. immer auf Brüchen beobachtet werden. Die Zusammenstellung derjenigen Beobachtungspunkte, an denen die Bewegung rein vertikal war, zieht sich in SN.-Richtung von einem Querbruch bis zum anderen.

Meine Erklärung für diese Erscheinung ist die: die Präkordillere, welche ihre Vorwärtsbewegung von W. nach O. bereits am 13. August besonders stark dokumentierte, erzeugte in den fluviatilen Schichten des Untergrundes von Mendoza so starke Spannungen, dass sich in der oberen Stadt (Neustadt) ein dem alten Längsbruch (Zanjon) paralleler neuer Längsbruch bildete. Beobachter, welche östlich von der Bruchlinie sich befanden, vernahmen kurz

Digitized by Google

nach dem vertikalen Stoss leichte Schwingungen von W nach O, dagegen beobachteten mehrere Beobachter, welche westlich der Bruchlinie waren, zum Teil rotierende Bewegungen, zum Teil Stösse und Schwingungen von O. nach W. Letztere Beobachtung wurde im Jahre 1873 bei 10 starken Beben von dem damaligen Vice-Rektor und Lehrer der Physik des Nationalkollegs gemacht, und zwar unterschied derselbe konstant zwei deutliche Schwingungsrichtungen, die eine von S. nach N. und die andere von O. nach W. Das alte Nationalkolleg befindet sich 500 Meter westlich von dem neuen Längsbruche. Die 1873 gemachten Beobachtungen lassen darauf schliessen, dass der am 14. August neugebildete Längsbruch schon vor 1843 existiert haben müsse, nur hatten sich seine Spuren allmählich verwischt. Mein Wohnhaus, welches nur etwa 50 Meter von der Bruchlinie liegt, gerät immer in besonders starke Vibrationen, wenn ein schwer beladener Karren über die Bruchlinie fährt; auch ist an derselben die Wasserleitung (Hauptrohr) undicht geworden, so dass seit etwa 14 Tagen an der Stelle, wo die Bruchlinie die von W nach O verlaufende Rohrleitung kreuzt, Wasser aus der Erde dringt.

Unlängst noch habe ich eine Exkursion nach Guaymallen unternommen, um zu untersuchen, wieweit das Erdbeben vom Längsbruche (Zanjon) nach Osten hin verspürt wurde. Auf 4 km war dasselbe nur noch von wenigen Leuten gemerkt worden, und auf 8 km östlich war es ganz unbemerkt geblieben. Dies beweist, dass der östliche Rand des Längsbruches die W-O. Bewegung der Präkordillere aufhält.

Besonders der südliche Teil von Guaymallen (San Francisco del Monte) scheint den W-O. Bewegungen der Präkordillere einen Damm entgegenzusetzen.

Am 17. August besuchte ich die Vorberge der Präkordillere in der Verlängerung der Linie grosser Zerstörung (1903) von Belgrano. Ich fand da, dass diese Linie von einem sogenannten Rio Seco (Trockner Fluss) gebildet wird, in welchem sich bei starkem Gewitter die in der Präkordillere fallenden Wassermassen sammeln und in die Ebene herabstürzen. Diesem Umstande ist es zu danken, dass dort sehr schöne Profile sich dem Beobachter eröffnen. Ferner sieht man klar, dass auf dem linken Ufer, d. h. also zwischen Belgrano und dem San Isidro-Tale die Berggruppen etwa 1 km weiter nach Osten reichen als auf dem rechten (d. h. südlichen) Ufer. Auf beiden Ufern fallen die Schichten nach Osten ein, jedoch sind die Einfallwinkel und auch die Gesteinsmaterialien nicht gleich. Auf dem nördlichen

Digitized by Google

Ufer herrschen grössere Gewölbe, die mit schmalen Tonstreifen oder feinerem Sande abwechseln, vor, und zwar mit einem Neigungswinkel von 40 bis 45°. O.

Auf dem südlichen Ufer herrschen feinkörniger Sand und rötlichgrauer Ton vor. Mehr nach Osten zu ist die Stratifikation am Fusse des Profils ziemlich regelmässig und konkordant mit Neigungswinkel von 30° nach Osten. Dagegen ist die Bergspitze stark vertikal verworfen, was klar durch eine stärker rotgefärbte Tonschicht hervortritt.

Der Kaiserl. Vice-Konsul

Dr. P. A. Loos.

Digitized by Google

VIII.

The Investigation of Earthquakes.

By

Charles Davison, Sc. D., F. G. S.

With 15 figures in text.

I propose in this paper to describe the methods which I have used in the investigation of British earthquakes during the last 18 or 19 years. The methods, which have varied slightly with the experience gained in this time, apply of course only to earthquakes of a moderate degree of intensity, the strongest shock felt for several centuries in Great Britain attaining a strength not greater than that which corresponds to degree 8 of the *Rossi-Forel* scale. They are also of little use in thinly populated countries, as they require, for their complete application, a very large number of observations from all parts of the disturbed area and especially from the central district.

Though it is not essential, it is at any rate desirable, that the investigation of an earthquake should be carried out under the guidance of some theory as to its origin. When I first began the investigation of earthquakes, the fault-slip theory of earthquakes, though it had been suggested by several geologists, could lay no claim to general acceptance. Indeed, my chief object in studying earthquakes was to collect materials which might confirm the truth or prove the falseness of the theory. After an experience of nearly twenty years, I have no hesitation in saying that I believe the truth of the fault-slip theory to be established for the great majority of earthquakes, and, further, that the careful investigation of earth-

Digitized by Google

quakes may point to the existence of deep-seated faults beyond the scope of the geologist, and will in time lead to the discovery of the laws according to which faults grow.

I will first give a brief account of the fault-slip theory of earthquakes and the phenomena on which it is based. According to this theory, an earthquake is due primarily to the impulsive friction caused by the sliding of one mass of rock adjoining a fault over and against the other. As a rule, the slip takes place at a considerable depth, and dies out upwards before reaching the surface of the earth. With earthquakes of the first magnitude, however, the slip or displacement is continued up to the surface and is left visible there as a small cliff or fault-scarp. In such cases, the earthquake-phenomena are complicated and intensified by the sudden spring of the displaced mass.

The chief reasons for associating earthquakes with the formation of faults are: 1. the longer axes of the isoseismal lines of earthquakes are parallel or nearly so to one of the systems of faults in the epicentral district; 2. the epicentre lies on the side of the fault-line towards which the fault is inclined; 3. the earthquakes of any district are subject to continual migration along, or parallel to, a fault; and 4. the fact that fault-scarps are formed or renewed at the time of an earthquake. The chief reasons for attributing earthquakes to fault-slips, that is, to steps in the growth of a fault, rather than to the first fracturing of the earth's crust are: 1. the total displacement of a fault must have been effected gradually and each step tending to that displacement must have been the cause of an earthquake; 2. the number of earthquakes occurring in any district is greatly in excess of the number of faults in the same district; 3. the migration of the epicentres to and fro along the line of fault: 4. the renewal of fault-scarps along the same line of fracture; and 5. a displacement or slip along a fault involves a much smaller expenditure of energy than the formation of a new fracture. It is also important to notice that, in many cases, I have been able to assign the position of the originating fault from the seismic evidenc alone, and that this has been found afterwards to agree with the position of a fault determined by field-geologists[1]).

Nearly all the stronger earthquakes of Great Britain belong to a class to which I have given the name of „twin-earthquakes". The

1) See, for instance, Beiträge zur Geophysik. Bd. V. Heft 2. p. 280.

Digitized by Google

typical feature of a twin-earthquake is the existence of two parts separated by an interval of rest and quiet lasting as a rule for about two or three seconds. Sometimes, the two parts of the shock are two maxima of intensity connected by weaker tremulous motion. The two parts usually differ more or less in intensity and duration, and this difference is not uniform throughout the disturbed area. In a recent paper [1]), I have shown that the two parts of the shock are due to separate impulses in two detached, or nearly detached, foci, that the interval between the impulses is nearly always less than the time required by the earth-waves to traverse the region between the foci, and thus that the two impulses are due to a single generative effort. As the impulses take place independently, they can only result from rotation, such as would be caused by the growth of a crust-fold along its intersection by a fault. If the growth were such that the anticline became more anticlinal and the syncline more synclinal, the intermediate limb of the fold would be subject to a rotation. Thus, almost or quite simultaneously, displacements would take place within the arch and trough of the fold, while, between them, the movement would be comparatively small.

In both simple and twin earthquakes, the displacement along the fault-surface is greatest in a central region or regions, gradually decreasing towards the margins. From the central portions come the principal vibrations which compose the perceptible shock; from the margins, and especially from the upper and lateral margins, proceed the minute and rapid vibrations which are sensible to us in the first place as sound and later as weak tremulous motion merging into the shock itself. Thus, in nearly all parts of the disturbed area, the first perceptible vibrations are the sound-vibrations from the nearer margin, then comes the shock, and finally the sound-vibrations from the farther margin [2]).

In the investigation of an earthquake with its attendant train of after-shocks, the points to be determined are thus: 1. the position of the epicentre ef the principal shock, 2. the position of the originating fault, the direction of the fault-line and the direction in which the fault is inclined or hades, 3. the nature of the slip or displacement which caused the earthquake and its approximate length in

1) Twin-earthquakes. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 61. 1905. pp. 18—33.

2) On earthquake-sounds. Phil. Mag. Vol. 49. 1900. pp. 31—70; On the relative velocities of earthquake waves and earthquake-sound waves. Beitr. zur Geophysik. Bd. VIII. Heft 1. pp. 1—6.

Digitized by Google

the direction of the fault, 4. in the case of a twin earthquake, the positions of the two epicentres, the relative intensity of the corresponding impulses and their order of occurrence; and 5. the positions of the epicentres of the after-shocks. The position of the epicentre is determined by means of isoseismal lines or by numerous personal observations of the direction within two or more limited districts, the elements of the originating fault by the form and relative positions of the isoseismal lines, and the displacement or displacements (in the case of a twin earthquake) by observations on the nature of the shock and by the form of the isacoustic lines (or lines of equal sound-intensity). Thus, the chief details required from every observer are the nature and intensity of the shock and sound-phenomena. Records of the time of occurrence are also useful, but as a rule they are so roughly given that they are of little value in investigating earthquakes of a moderate degree of intensity.

Discrimination of Spurious Earthquakes.

In investigating the earthquakes of any region, it is necessary to eliminate many disturbances which at first sight simulate true earthquakes in their features, but which in reality are of entirely different origin. Some of them may be due to natural causes, others to artificial causes, while some (such as those under the last heading below) are partly natural and partly artificial in their origin, the operations of nature being aided or hastened by those of man. All of the spurious earthquakes with which I am acquainted may be traced to one or other of the following phenomena[1]):

1. Bursting of meteorites.
2. Firing of heavy guns.
3. Rock-falls in underground channels.
4. Fault-slips in mining districts, due to the withdrawal of coal of other mineral.

I will now give some of the tests by which disturbances belonging to each of these classes may be distinguished from true earthquakes.

1. *Bursting of meteorites.* The phenomena connected with the bursting of meteorites are permanently confused with those of earth-

1) Spurious earthquakes. Nature. Vol. 60. 1899. pp. 139—141.

Digitized by Google

quakes when the meteor passes in daylight or is hidden by clouds. In these cases, the disturbances may generally be assigned to their true source by the following tests:

a) The elongated form of the area and its great length when the slightness of the vibration is taken into account; the detached isoseismal lines when there are two or more explosions.

b) The sound is far more prominent than the vibrations, and the sound-area overlaps the disturbed area on all sides to a distance of many kilometres.

c) The explosive character of the sound.

d) The obvious transmission of the sound-waves through the air; the rattling of doors, windows, etc., being evidently due to the impact of air-waves.

2. *Firing of heavy guns.* The sound of heavy gun-firing has been traced to a distance of 224 kilometres from its source. It is one of the most common causes of spurious earthquakes at places more than about 50 kilometres from the origin. At less distances, the disturbances are generally ascribed tho their true cause. With a little experience, it is easy to recognise the following tests; and, if the inquiries be made in time, the firing responsible for the disturbance can always be ascertained:

a) The general occurrence of several disturbances on one day, of nearly equal intensity and at nearly regular intervals.

b) The obvious transmission of the waves through the air.

c) The gradually increasing confidence in one direction with which the shocks are attributed to gun-firing.

d) The neighbourhood of the area affected to places in which manœuvres or night-attacks are carried out.

Closely connected with this class of spurious earthquakes are those due to explosions, the sound of which has been carried to a distance of 160 kilometres or more. In this case, the results of the original disturbance are of a more permanent character than those due to gun-firing, and the true cause of the supposed earthquake is invariably recognised before the lapse of a few days.

3. *Rock-falls in underground channels.* These were at one time regarded as a fertile cause of earthquakes, but it is now recognised that they are only productive of slight and local distrubances. They may generally by detected by the following tests:

a) The small disturbed area and the comparatively great intensity of the shock near its centre, indicating that the origin of the

Digitized by Google

disturbance is situated close to the surface and is of small dimensions.

b) The character and brevity of the shock and sound.

c) The known or inferred honey-combed structure of the district, and the occurrence at other times of subsidences at the surface.

4. *Fault-slips in mining districts.* When the coal etc. of a mine is worked away right up to a fault, the rock above tends to slip, and thus cause earth-shakes which are natural in their actual manner of production, but are precipitated by artificial means[1]). The tests for rock-falls in underground channels are also applicable here, and, in addition:

d) The disturbed area, though small, is sometimes elongated in the direction of the fault.

e) The centre of the disturbed area lies a short distance on the side of the fault towards which the fault hades.

In each of the above classes of spurious earthquakes, it will be noticed that one of the tests suggested is the general character of the sound. The different types of earthquake-sound are given in a footnote[2]), and the following table contains the percentages for each type for earthquakes of different intensities and for different classes of spurious earthquakes. A *strong* earthquake is taken to be one of intensity 7 or 8 (Rossi-Forel scale), and disturbing an area greater

---

1) On earth-shakes in mining districts, Geol. Mag. vol. 2, 1905, pp. 219—223; The Pendleton earth-shake of November 25th, 1905. Ibid., vol. 3, 1906, pp. 171—176.

2) Descriptions of the earthquake-sound may be classified under the following types:

1. Heavy waggons, carriages, motor-cars, traction-engines or trains passing, generally very rapidly, on hard ground, over a bridge or through a tunnel; the dragging of heavy boxes or furniture over the floor.

2. Thunder, a loud clap or heavy peal, but most often distant.

3. Wind, a moaning, roaring or rough strong wind; the rising of the wind, a heavy wind pressing against the house, the howling of wind in a gorge or in a chimney, a chimney on fire, etc.

4. Loads of stones, etc., falling, such as the tipping of a load of coals or bricks; the fall of a chimney.

5. Fall of a heavy body, the banging of a door, the blow of a wave on the sea-shore.

6. Explosions, distant blasting, the boom of a distant cannon.

7. Miscellaneous, such as the trampling of many animals, an immense covey of partridges on the wing, the roar of a waterfall, a low pedal note on the organ, and the rending or settling of huge masses of rock.

Digitized by Google

than 30000 sq. kms., a *moderately strong* earthquake of intensity 5 or 6 and having a disturbed area of between 1000 and 8000 sq. kms.; and a *weak* earthquake as one of intensity 3 or 4 and with a disturbed area of less than 1000 sq. kms.

	Passing waggons	Thunder	Wind	Loads of stones falling	Fall of heavy body	Explosions	Miscellaneous
Strong earthquakes	44	25	10	5	8	7	5
Moderately strong earthquakes	44	29	6	3	7	7	4
Weak earthquakes	26	26	6	9	10	19	4
Meteorites	6	31	—	3	3	53	3
Earth-shakes in mining districts	7	9	2	11	33	38	—

Collection of Records.

In collecting materials for the investigation of an earthquake, it should be remembered that the phenomena are detailed and varied at places within the epicentral area, and of a simple character at those near the boundary of the disturbed area. Inquiries should therefore in the first place be made within the central district, and the site of this should be ascertained at once from the earliest newspaper reports. Promptness in the collection of materials is of the highest importance, for interest in the subject soon fades away, and, with this, the difficulty of obtaining records increases. Letters should be at once sent to all the important newspapers published within the disturbed area, to principals of colleges, secretaries of public bodies, to persons of known scientific of interests, and in the smaller towns and villages to the clergy, doctors, schoolmasters, etc. Efforts should be made to secure observations of all after-shocks at places within and near the epicentral district.

With the letters, forms of questions should be enclosed, and it is important that these question should be simply worded and should not be more numerous than is absolutely necessary. For some purposes, it will be found that different forms of questions may be used with advantage. I give first the more detailed series of questions in its latest from-questions which intelligent and educated observers find no difficulty in answering.

Digitized by Google

Earthquake of . . . . .

1. *Name of the Place* where the shock was felt.
2. *Situation of the Observer:* a) Whether indoors (and on which floor of the house) or in the open air; b) Direction of the principal walls of the house; c) How occupied at the moment of the shock.
3. *Time* at which the shock was felt. (Please state if accurate to the nearest minute).
4. *Nature of the Shock:* a) Was the shock felt, and, if so, what were its nature and direction; b) Did the shock consist of one maximum of intensity, or of two maxima connected by weaker tremulous motion (and, if so, which was the stronger), or of two distinct parts separated by an interval of rest and quiet (and, if so, which part was the stronger, and how long was the interval between them)?
5. *Duration of the Shock* in seconds, not including that of the accompanying sound.
6. *Intensity of the Shock:* Was the shock (or the stronger part, if there were two parts) strong enough: a) to make windows, doors, fireirons, etc., rattle; b) to cause the observer's seat to be perceptibly raised or moved; c) to make chandeliers, pictures, etc., swing; d) to overthrow ornaments, vases, etc.; e) to throw down chimneys or make cracks in the walls of buildings?

   Was the weaker part (if there were two parts) strong enough: f) to make windows, doors, etc., rattle; g) to cause the observer's seat to be perceptibly raised or moved; h) to make chandeliers, pictures, etc., swing?
7. *Sound-Phenomena:* a) Was any unusual sound heard at the time of the shock, and, if so, what did it resemble? b) Did the beginning of the sound precede, coincide with, or follow, the beginning of the shock, and by how many seconds? a) Did the end of the sound precede, coincide with, or follow, the end of the shock, and by how many seconds? d) Did the sound become gradually louder and then die away; or were there two sounds separated by an interval of quiet (or two maxima of intensity), and, if so, which sound was the louder and how long was the interval between them? e) Did the instant when the sound was loudest precede, coincide with, or

Digitized by Google

follow, the instant when the vibrations were strongest, and by how many seconds? f) Did the sound change in character (and in what way) at or about the time when the vibrations were strongest?

8. *Miscellaneous Phenomena:* a) Was the shock or sound observed in any mines in the neighbourhood, and, if so, at what depth? b) Was any change noticed soon after the earthquake in the amount or clearness of water in wells, etc., and how long did it last? c) Did the shock affect any animals, birds, etc., and in what way? d) Was any feeling of nausea experienced by human beings and how long did it last?
9. *Minor Shocks:* If any slight shocks were felt before or after the principal shock, a list of them would be most useful, together with answers, for each shock separately, to any of the above questions, especially to Nos. 3, 4, 6 and 7 (a).

Name and Address:

Date:

In addition to the letter accompanying these questions, it will be found useful to send the following

Notes.

1. *Nature of the Shock.* — As a general rule, the shock consists of a single series of vibrations (Fig. 1), which, gradually increase in

Fig. 1.

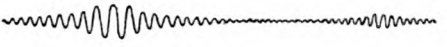


Fig. 2.

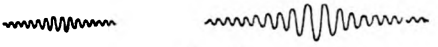


Fig. 3.

intensity and then die away. Sometimes there are two decided maxima of intensity, connected by weaker tremulous motion (Fig. 2): and occasionally the shock consists of two distinct parts separated by an interval of not more than two or three seconds (Fig. 3). The two parts may differ in their intensity and duration in the rapidity of their vibrations.

In Figs. 2 and 3, the first part is represented as stronger than the second, lasting a longer time and consisting of slower vibrations. There is perhaps no feature of an earthquake which throws so much

Digitized by Google

light on its origin as the double series of vibrations (when they occur) and observations on their relative nature are of the highest value. A rough diagram, like any of those given above, would greatly increase the value of a description.

2. *Intensity.* — When any part of question 6 can be answered in the affirmative, the answers are most useful when given in full; for example, stating whether windows, doors, etc., all rattled, or windows only, etc. It is very desirable that answers, whether positive or negative, should be given to all parts of this question.

3. *Minor Shocks.* — In the central part of the area disturbed by a strong earthquake, slight shocks and earth-sounds are sometimes observed for a short time before the earthquake and for several weeks afterwards. Trifling as some of them may seem, these minor shocks, one and all, possess a significance which is out of all proportion to their intensity; for they enable us to trace the movements of the centre of disturbance and often throw light on points which are left obscure by the study of the principal earthquake. It is therefore most desirable that the occurrence of any shock or suspected shock, however weak it may be, should be noted without delay, and especially its time of occurrence. The following are the principal points on which it is advisable that notes should be made: 1. Time of occurrence; 2. Nature and duration of shock, and whether it consisted of two distinct parts separated by an interval of a few seconds (and, if so, which part was the stronger, and the length of the interval between them); 3. Whether the shock was strong enough, a) to make windows, doors, etc., rattle, b) to cause the observer's seat to be perceptibly raised or moved; and 4. Whether any unusual sound was heard and what it resembled.

Many records of a valuable character may often be obtained from untrained observers by the use of a simpler series of questions, such as the following, which may be printed at the head of a sheet, and the results entered in tabular form by teachers, doctors, superintendents of police and others who see many persons in the course of their daily work. The answers in these cases should be entered by one person, and not by the observers themselves, who have a tendency to make their observations agree with those already described.

1. Place of observation.
2. Name or initials of observer, and whether awake (*) or asleep (†).

Digitized by Google

3. Time of occurrence (Please underline it, if accurate to the nearest minute).
4. Did the shock consist of two distinct parts separated by an interval of a few seconds; and, if so, which part was the stronger, and how long was the interval between them?
5. Was the shock strong enough: a) to make windows, doors, etc., rattle; b) to cause the observer's seat to be perceptibly raised or moved; c) to make chandeliers, pictures, etc., swing; d) to overthrow ornaments, vases, etc.; e) to throw down chimneys or make cracks in the walls of buildings?
6. a) Was the shock accompanied by an unusual sound; b) Did the beginning of the sound precede, coincide with, or follow, the beginning of the shock; c) Did the end of the sound precede, coincide with, or follow, the end of the shock; d) Which of the following types did the sound resemble most closely: 1. Passing of heavy waggons, etc., 2. Thunder, 3. Wind or chimney on fire, 4. The tipping of a load of coals, etc., 5. The fall of a heavy body, 6. An explosion or the firing of heavy gun?

1	2	3	4	5					6			
				a	b	c	d	e	a	b	c	d
Examples.												
Bristol.	Mr. J. Smith.*	5-33 a. m.	yes, 1 st., ab. 2 secs.	yes	yes	yes	no	no	yes	p	c	1
Cardiff.	W. F. B. †	5-32 a. m.	one part.	yes	yes	no	no	no	yes	p	f	4

Number of Observations. The following table, giving the number of observations collected in a few recent British earthquakes, may serve as some guide with regard to the number required. The only earthquake in which the deficiency of observations was seriously felt was the Inverness earthquake. In the last five, the disturbed area lay entirely, or almost entirely, on land [1]).

[1]) For the first five strong earthquakes, the disturbed area of which is covered largely by the sea, the average number of observations is 7 per 1000 sq. kms., for the next three (with a disturbed area on land) 31, and for the last two weaker shocks 77.

Digitized by Google

Earthquake	Disturbed Area in sq. kms.	No. of observations	No. of places
Hereford, 1896	254 000	2902	1943
Swansea, 1906	173 000	1168	607
Pembroke, 1893	165 000	633	494
„ 1892	116 000	712	555
Inverness, 1901	85 000	710	381
Derby, 1904	65 000	1467	653
Doncaster, 1905	44 000	1428	662
Derby, 1903	31 000	1136	528
Leicester, 1893	5 350	391	298
„ 1904	3 100	249	130

Analysis of Observations. Unless the number of observations is very small, it will be found advisable to analyse every account received on slips of paper of uniform size; and the analyses should be so complete that further reference to the original letters is unnecessary. Every worker will of course make use of the abbreviations which he finds serviceable. In the following specimen analysis, the numbers and subdivisions refer to the first series of questions (pp. 208—9); an asterisk (*) under heading 2 denotes that the observer was awake when the earthquake began, under heading 3 that the time is regarded as accurate to the nearest minute, and under heading 5 that the duration is regarded as accurate to the nearest second.

1. Birmingham.
2. J. Smith*. Ground floor. E. Writing.
3. 10.12 a. m.*
4. 2 parts, Ist stronger, interval 2 or 3 seconds. W. to E.
5. 7 secs.*
6. a) windows, doors, etc. b) yes. c) yes. d) yes. e) no.
7. a) A heavy traction engine passing. b) p. c) f. d) 2 sounds, Ist. louder, interval about 2 secs. e) c. f) yes, like an explosion.

In drawing the earthquake-maps and studying the variation of the different phenomena throughout the disturbed area, a further series of „map-analyses“ will be found useful, in which the analyses for each place are further condensed in tabular form under the headings: place of observation, time of occurrence, nature of shock a) whether double or single, b) which part the stronger, c) interval

Digitized by Google

between the two parts, intensity (a—e corresponding to intensities 4—8), sound-phenomena (audibility, type, time-relations of beginning and end of sound and shock). An example of the portion relating to the intensity is given on p. 215.

The Effects of an Observer's Conditions on his Perception of an Earthquake.

This subject has been considered at some length in a paper already published in this journal[1]); and it will only be necessary to recapitulate here the principal conclusions arrived at. As regards the shock, its apparent intensity on the upper floors of a poorly-built house may be above the normal when the earthquake is violent or when it consists of quick-period vibrations; the apparent duration is the same whether the observer is awake or asleep when the earthquake begins, but it is slightly greater in towns than in the country; the sense of direction is most apparent in houses in which the principal walls are parallel or perpendicular to the true direction of the shock. The audibility of the sound is slightly greater when the observer is in the open air than when indoors, but approximately the same for observers in the open air and on the ground floor; it is slightly less in the town than in the country when the sound is loud, considerably less when it is weak; it is less on the upper floors of a house than on the ground floor; and, all over the sound-area, it is slightly less for persons who are asleep than for those who are awake when the earthquake begins. The audibility of the fore-sound and of the after-sound is practically the same both in town and country, and whether the observer is awake or asleep at the beginning of the earthquake. As regards the nature of the sound, it is compared more frequently to passing waggons, etc., and less frequently to thunder, in the town than in the country; it is compared to wind more frequently when the observer is awake than when he is asleep; while, for types of shorter duration, the references are equally frequent whether the observer is at first awake or asleep. It follows that the best observations as a rule will be those made by a person awake and at rest on the ground-floor of a well-built house in a quiet district.

---

[1]) Bd. VIII, Heft 1, pp. 68—78.

Digitized by Google

Construction of Isoseismal Lines.

Scale of Seismic Intensity. Whatever scale of seismic intensity may be adopted [1]), it should satisfy the following conditions:

1. The degrees of the scale should depend as far as possible on the mechanical effects of the shock and not on personal impressions, which may vary in different countries and with different observers in the same country or with the same observer at different times.

2. Each degree of the scale should depend on one test only, unless the *exact* equivalence of two tests has been determined previously.

3. The number and closeness of the degrees should be such that the scale is equally serviceable for weak, for moderately strong, and for destructive, earthquakes.

In studying British earthquakes, I have employed the following modification of the Rossi-Forel scale:

1. Recorded only by instruments.

2. Felt only by a few persons lying down and sensitive to weak tremors.

3. Felt by ordinary persons at rest, not strong enough to disturb loose objects.

4. Windows, doors, fire-irons, etc., made to rattle.

5. The observer's seat perceptibly raised or moved.

6. Chandeliers, pictures, etc., made to swing.

7. Ornaments, vases, etc., overthrown.

8. Chimneys thrown down and cracks made in the walls of some, but not many, houses in one place.

9. Chimneys thrown down and cracks made in the walls of about one-half of the houses in one place.

These degrees correspond with those of the Rossi-Forel scale, except that numbers 8 and 9 would probably be included in degree 8 of that scale.

Determination of Intensity. The chief use of such a scale as that just given is that, by its means, a large number of observations may easily be obtained, and every effort should be made to secure several observations from each place. To make the most of evidence

---

[1]) See a paper on "Scales of seismic intensity", Phil. Mag., vol. 50, 1900, pp. 44—53.

Digitized by Google

so collected, the intensity should not be determined by individual observers, but only by the investigator. The evidence should be given in the form of answers to a question such as that numbered 6 on p. 208. When any part of this question can be answered in the affirmative, the answers should be given in full, for example, it should be stated whether doors, windows, etc., all rattled, or windows, only, etc.; and observers should be asked to give answers, whether affirmative or negative, to all parts of the question. It will be found that negative evidence is of the greatest possible value in the construction of isoseismal lines.

In the following table are given the map-analyses (as regards intensity) for several places disturbed by the Swansea earthquake of 1906, a cross (+) denoting an affirmative, and a cipher (O) a negative, answer to the corresponding question.

	Intensity				
	a	b	c	d	e
Llanelly	+ + + + + + +	+ + + + + +	+ + +	+ + +	+ + + + +
Neath	+ + O + + + + + +	+ + + + + O O	+ + + + +	O + + +	+ + + + + O O + +
Newcastle Emlyn	+ + + +	+ + O +	+ + + +	O O O O	O O O O
Knighton	+ + + + + +	O + + +	O O O O	O O O O	O O O O
Llangammarch Wells	+ O O + O	O O O +	O O O O O	O O O O O	O O O O O

Here, the intensity would be taken as 8 at Llanelly and Neath, 6 at Newcastle Emlyn, 5 at Knighton, and 5? at Llangammarch Wells. The negative records at Newcastle Emlyn in the columns headed d and e would also be of service in drawing the isoseismal 7, while those at Knighton and Llangammarch Wells would be useful in drawing the isoseismal 6.

Digitized by Google

Construction of Isoseismal Lines. The accompanying sketchmap (Fig. 4) illustrates the use made of such materials in the case of the isoseismal 8 of the Hereford earthquake of 1896. At all the places marked by a small cross, the intensity was not less than 8, that is, chimneys were thrown down or walls were cracked. Places

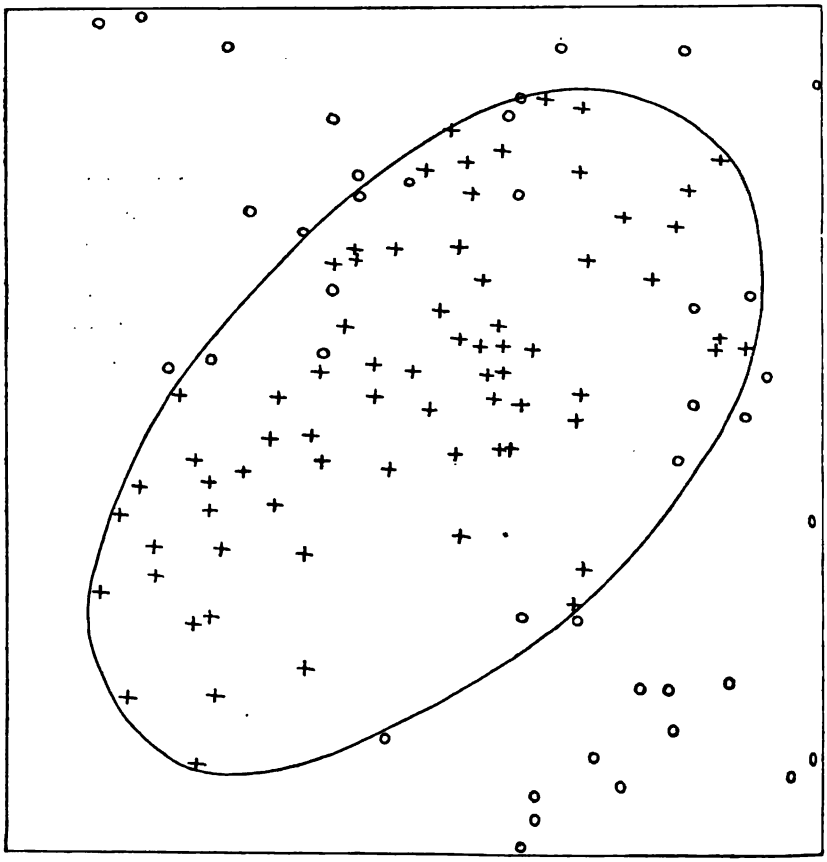


Fig. 4.

where no damage was known to have occurred are indicated by small circles.

With the help of this evidence, how should the isoseismal 8 be drawn? According to one method, based chiefly on positive evidence, the isoseismal would take the form of a wavy curve including all places marked by a cross and excluding all those marked by a circle. The chief objection to such a form is that the evidence is far too

Digitized by Google

scanty for such a course; the number of positive observations from places inside the curve, and of negative observations from places outside it, should be multiplied many times. A second and better method is to connect all the outlying places by straight lines, resulting in an irregular polygon. The line so obtained must, however, deviate sensibly from a true isoseismal line, and the error must be greater the smaller the number of determining observations.

On the other hand, though it is conceivable that an isoseismal line may in parts be convex towards the origin, it is not likely that it should often, except in details, be otherwise than concave. It therefore seems much more probable that the average course of an isoseismal line should be roughly in the form of an oval or ellipse, surrounding all the places of the given intensity, and excluding as far as possible all the places at which the intensity did not attain the given degree. In this way is obtained the oval curve adopted as the probable course of the isoseismal 8 in Fig. 4.

Construction of Isacoustic Lines.

An *isacoustic line* is one which passes through all places in which the percentage of persons who hear the earthquake-sound is the same. The construction of isacoustic lines depends on the following principles: 1. at most places within the sound-area, except in the immediate neighbourhood of the epicentre, the sound lies between the extreme values of the lower limit of audibility, so that it is heard by some observers and not by others; 2. as the distance from the epicentre increases, the audibility of the sound-vibrations diminishes, so that the sound is heard by a decreasing proportion of observers; and 3. the people in any district possess various powers of hearing low sounds, but in any one country the percentage of its inhabitants who are capable of hearing a given low sound is probably in all parts very nearly the same.

In calculating the percentage of audibility for any district, it is advisable to take account only of those observers who definitely state that they heard, or did not hear, the sound. Doubtful records, or those in which the question as to the audibility of the sound is lett unanswered, should be excluded.

In order to draw the isacoustic lines of an earthquake, the disturbed area should be divided into a series of squares by equidistant lines. The size of the squares depends on the number of re-

Digitized by Google

cords that have been collected. In drawing those for the Hereford earthquake of 1896 (the first in which isacoustic lines were drawn), I made use ot the county as the unit area; but our counties are too large and also too unequal in area to allow of great accuracy in the construction of the lines. In later earthquakes, I have used squares, the sides of which are 10 miles (or 16·1 kms) apart, but these are too small near the boundary of the sound-area, and thus it is not possible to draw the isacoustic lines in the neighbourhood of this line.

Having calculated the percentage of audibility for each square, this percentage is taken to correspond to the percentage at the centre of the square. If the percentage in one square were 95 and in an adjoining one 85, then the percentage at a point midway between the centres of these squares would be 90. If the percentage in one square were 92, and in the next 86, and if the line joining the centres of the squares be divided into three equal parts, then the percentage would be 90 at the point of division nearer the centre of the square with the percentage 92. In this way, a number of points with an audibility-percentage of 90 is obtained, and the curve drawn through them is an isacoustic line at any point of which the percentage of audibility is 90, that is, at which 90 per cent. of the observers in a small district surrounding the point hear the earthquake-sound. In Fig. 15, the dotted curves represent the isacoustic lines of the Hereford of 1896. The significance of such lines is most apparent in the case of twin earthquakes, and I shall return to the subject in considering the investigation of such earthquakes.

Construction of Coseismal Lines.

A *coseismal line* is one which passes through all places where the same phase of the earthquake is felt at the same instant. Owing to the great velocity of earthquake-waves, the construction of a series of coseismal lines for consecutive minutes is only possible in strong earthquakes with a large disturbed area. During the last twenty years, only one earthquake (the Hereford earthquake of 1896) satisfies this condition. The disturbed area of this earthquake amounted to 254000 sq.kms., and the number of apparently good observations of the time to 332. Many of these, being obtained from signalmen, etc., were no doubt correct to the nearest minute,

Digitized by Google

When the number of time-records is large, as in this case, the following method may be used[1]).

The earthquake occurred at 5.32 a. m. Now, if each place be indicated on the map by a mark corresponding to the time of occurrence, we should have a central area occupied by marks corresponding to 5.32, and this would be surrounded by a series of zones in which the times were respectively 5.33, 5.34 and 5.35. If, then, we draw curves separating the marks of different zones, we should obtain coseismal lines corresponding to the times 5.32½, 5,33½ and 5.34½.

In practice, however, owing to occasional inaccuracies, the different zones intrude on one another, and the coseismal lines must be drawn in an average manner through the overlapping regions, special weight being given to the observations which appear to be of the greatest accuracy.

Determination of the Epicentre.

The position of the epicentre may be determined 1. by means of the isoseismal lines, 2. by observations on the mean direction of the shock at two or more places. Time-records are of little or no service for this purpose, owing to their general inaccuracy and to the difficulty of timing the same phase of the motion. It does not, moreover, follow that the strongest vibrations at different places come from the same region of the focus.

1. *Determination of the Epicentre by means of Isoseismal Lines.* When the innermost isoseismal is a small curve, its centre must be close to the point vertically above the centre of the focus. When the earthquake is caused by a fault-slip, however, the focus is a surface inclined to the horizon, and the intensity of the shock should be greatest near the point where the normal to the fault-surface through its centre meets the earth's surface, but slightly on the side nearer the fault-line, since the intensity of the vibrations decreases as the distance from the focus increases.

2. *Determination of the Epicentre by Observations on the Mean Direction of the Shock.* It is well-known that the apparent direction of an earthquake-shock is influenced by the direction of the principal walls of the house. Thus, in a weak or moderately strong shock, the sense of direction should be most distinct in those houses in which the principal walls are perpendicular to the true direction of the shock.

[1]) The Hereford Earthquake of Dec. 17, 1896, pp. 271—275.

Digitized by Google

In any given place, the recorded directions of the shock vary considerably. For example, in the Hereford earthquake of 1896[1]), 21 observations of the direction were made in different parts of London, which lies in the direction E. 19° S. from the principal epicentre; 6 observers give the direction from N. to S., 4 from E. to W., 2 from W. to E., 4 E. and W., 3 from S.W. to N.E., 1 from N.E. to S.W., and 1 from N.W. to S.E. The differences of direction along the same line are probably accidental and connected with the position of the observer at the time of the shock. Assuming the waves to have travelled from the direction of the centre, the above observations may be taken to be 6 from N. to S., 10 from W. to E., 4 from S.W. to N.E. and 1 from N.W. to S.E., the mean of which is $(6.4 + 10.2 + 4.1 + 1.3) \div 21$ half-right angles or 109° from N., that is, E. 19° S., which agrees exactly with the direction of London from the epicentre.

Similar observations made at Birmingham[2]) (which lies E. 41° N. from the epicentre) give the mean direction E. 40° N. Thus, the lines of mean direction in London and Birmingham intersect in a point which is very close to the position of the epicentre as determined by observations on the intensity of the shock.

Determination of the Originating Fault.

In the case of an earthquake produced by fault-slipping, the seismic focus is practically a surface inclined to the horizon, and as a rule probably of far greater dimensions along the strike, than along the dip, of the fault-surface. With a focus so situated, there should be certain peculiarities in the form and relative position of the isoseismal lines that would enable us to discover the directions and hade of the originating fault, and possibly to trace the course of the fault-line within the epicentral district. The object of the present section is to discover what these tests are.

In order to simplify the problem, I will suppose the earth's crust to be a homogeneous isotropic solid body, and the fault-surface to be plane, and that, at a depth of a few miles, a slip takes place along the fault and thus gives rise to an earthquake. Let us consider the effect of the slip at some point on the earth's surface. If a sphere be described with this point as centre, it will intersect

---

[1]) The Hereford Earthquake of Dec. 17, 1896, pp. 136—141.

[2]) Ibid., pp. 96—103.

Digitized by Google

the focus in an arc of a circle, and the disturbances from all points of the arc will affect the point simultaneously. If, again, with the same point as centre, another sphere be described with a radius greater than that of the former by the length of an earth-wave, then the disturbances proceeding from the arc of intersection of the larger sphere will begin to affect the motion of the point on the surface just as the disturbances from the other are ceasing to affect it. At that moment, then, the movement of the point is due to the combined effect of the disturbances from all points of that part of the focus enclosed between the two arcs of intersection. If, for simplicity, we suppose the initial displacement all over the focus to be uniform, then, other conditions being the same, the intensity at a given point on the surface of the earth at any moment will be the greater, the larger the surface of intersection made by the two spheres at that moment. Thus, the point at which the intensity is greatest will be situated close to the point where the normal to the focus through its centre meets the surface of the earth. It will not coincide exactly with this point, however, but with one somewhat nearer the fault-line, since the intensity of the disturbance from any point of the focus varies inversely as the square of the distance from it.

Direction of the Fault. If the focus were of some length and the initial displacement throughout it uniform, then, on one side of the fault, the intensity will obviously be the same at all points equally distant from the fault-line. The isoseismals would thus be straight lines parallel to the fault-line connected by curved lines near the ends of the focus. The displacement, however, under natural conditions, is not uniform, but is a maximum near the centre and then decreases gradually towards both ends of the focus until it vanishes. In this case, the isoseismals will bulge outwards near the middle and will be contracted towards the ends; that is, they will assume forms which are roughly those of ovals or ellipses, whose longer axes are approximately parallel to the fault-line. Thus, when the isoseismals are much elongated, the direction of their longer axes gives the direction of the originating fault.

Hade (or Inclination) of the Fault. In Fig. 5, let DE represent a vertical section of the surface of the earth perpendicular to the fault-line, AB the fault, B the centre of the focus, C a point on the surface vertically above B. Let D and E be two points on the surface at equal distances from C. If these distances be very great,

Digitized by Google

the pairs of concentric spheres with D and E as centres will at any moment cut off the same part of the focus, and thus the intensities at thise points will be the same.

Now, let F be a point near D in DA, and G a point in EA, so that DF and EG are equal, and so also BF and BG. But BF is further inclined from the normal to the focus than BD is, while BG is more nearly inclined to it than BE is; and therefore the intensity at G must be greater than the intensity at F, and the intensity will be equal to that at F at some point H inside GE. That is, the distance DF between the two distant isoseismals on the upthrow side of the fault is greater than the distance EH between the corresponding isoseismals on the downthrow side.

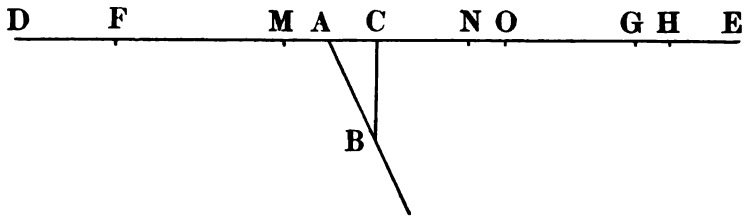


Fig. 5.

Next, take a point M in AD not far from the fault-line, and on the other side of it take a point N so that CN and CM are equal. Since BN is more nearly normal to the fault-surface than BM, the intensity at N must be much greater than at M. Hence, the intensity will be equal to that at M at some point O in NE. But the intensity at A is the same for both sides of the fault. Hence, since AO is greater than AM, the distance between two isoseismals near the fault-line on the upthrow side is less than the distance between the same isoseismals on the downthrow side. Thus, the hade of the fault can be determined from the relative positions of the isoseismal lines which, on the downthrow side, are at first farther apart, and afterwards nearer together, than on the upthrow side.

When the earthquake is a slight one, the hade of the fault may sometimes be determined by the boundary of the sound-area overlapping the isoseismal lines in one direction. In Fig. 6, the continuous lines represent the isoseismals of intensities 4 and 3, and the dotted line the boundary of the sound-area, of the Cornish

Digitized by Google

earthquake of Apr. 1. 1898[1]). It is evident, from the relative positions of the isoseismals, that the originating fault hades towards the south. Now, the strongest vibrations of the shock come from

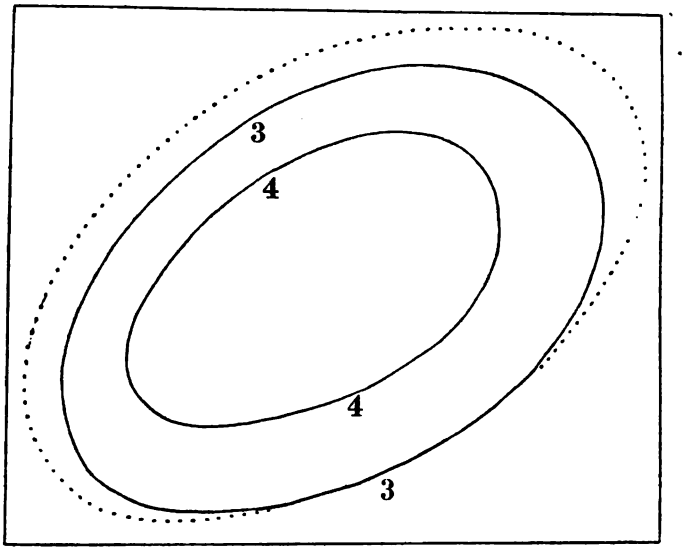


Fig. 6.

near the centre of the focus, while the sound-vibrations towards the north come chiefly from the upper margin of the focus, showing that the fault must therefore be inclined towards the south.

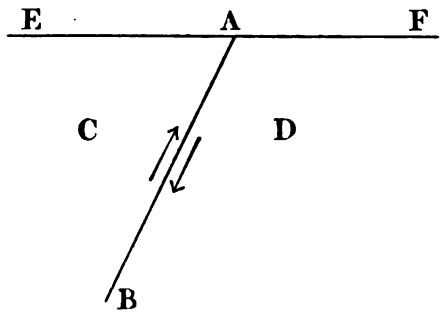


Fig. 7

Position of the Fault. As a rule, it is difficult to deduce the exact course of the fault-line from the seismic evidence alone. It must evidently lie a short distance (perhaps about two to four kilometres) from the centre of the innermost isoseismal, and on the side of it opposite to that towards which the fault hades. Sometimes, the following method may prove of service. Let EF (Fig. 7) represent the section of the earth's surface by a vertical

[1]) On the Cornish earthquakes of March 29th to April 2nd, 1898. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 56, 1900, pp. 1—7.

Digitized by Google

plane perpendicular to the fault-line, AB the section of the fault by the same plane. Now, if the rock-mass C were to slip downwards relatively to D, the particles on the face of C would in the first place be displaced upwards by the friction, while those on the face of D would be displaced downwards. The earth-waves in the two rock-masses will thus start in opposite phases of vibration. Thus, along the line of fault, the shock should be weaker than elsewhere, owing to partial interference by the spreading of either earth-wave in the adjoining rock-mass [1]).

Approximate Length of the Seismic Focus. If the initial impulse were uniform throughout the seismic focus, the innermost isoseismal line would consist of two straight portions parallel to the strike of the fault, joined at the ends by two curves of roughly semicircular form. Thus if a were the length of the focus, and b the radius of each semicircle, the length of the isoseismal line would be $a + 2b$ and its breadth $2b$, so that the difference between the lengths of the longer and shorter axes of the isoseismal would give approximately the length of the focus. As, however, the initial impulse is greatest in the central portion of the focus, and the isoseismals are in consequence concave towards the epicentre, this method probably gives too small a value and at the best only furnishes a very rough indication of the length of the focus.

Investigation of Twin-Earthquakes.

In investigating a twin-earthquake, the chief points to be determined are 1. the position of the two epicentres, 2. the hade of the fault within each focus, 3. the order of occurrence of the two impulses, and 4. at which focus the stronger impulse occurred. The materials required for these purposes are the forms and relative positions of the isoseismal lines, observations on the double or single nature of the shock, and also on the relative intensity of the two parts of the shock, at a very large number of places.

Observations on the relative intensity of the two parts of the shock are only trustworthy when made by persons who were awake when the earthquake began, though some use may be made of the observations of persons who were asleep at the beginning but awoke

[1]) On the existence of undisturbed spots in earthquake-shaken areas. Birmingham Phil. Soc. Proc., vol. 5, 1886, pp. 57—60.

Digitized by Google

in time to feel the first part stronger than the second. But it is evident that the observations of those in the same condition who estimated the second part stronger than the first cannot be depended on, though they are not necessarily incorrect, for the observers may have slept through the principal part of the first series of vibrations.

Even with this precaution, however, it will be found that the evidence is varied and contradictory. Partly, this is due to the uncer-

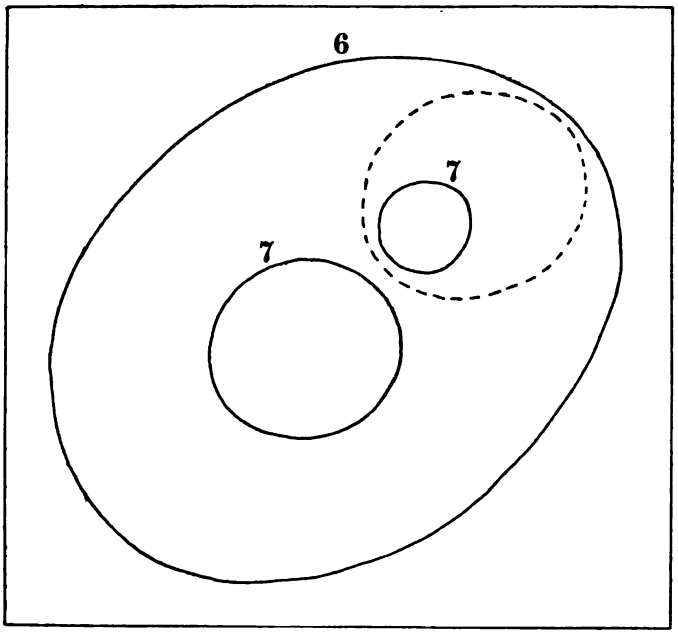


Fig. 8.

tainty as to what constitutes the two parts of the shock. Some observers mistake two prominent vibrations for the two series; others, improbable as it may seem, confuse one of the minor shocks before or after the principal shock with one of the twin series of vibrations. As a rule, however, errors due to these two causes may be eliminated. More important are those which arise from defective observations and memory. The earthquake, it should be remembered, was unexpected and of short duration; observers rarely make any note of their impressions, and, when they do, are often ignorant of the features to be noted. After the lapse of several days or weeks, they are asked to record observations on which they bestowed but little

Digitized by Google

attention at the time. It is not surprising, then, that, on a point like this, there should arise some discrepancy in the accounts. Again, supposing, the observations to be correctly made and recorded, there is still room for various estimates of the relative intensity of the two parts. Observers may change the position in which they are lying in the interval between the two parts, and they naturally bestow more attention on the second part. As a rule, the two parts do not differ greatly in intensity, and it follows therefore that a

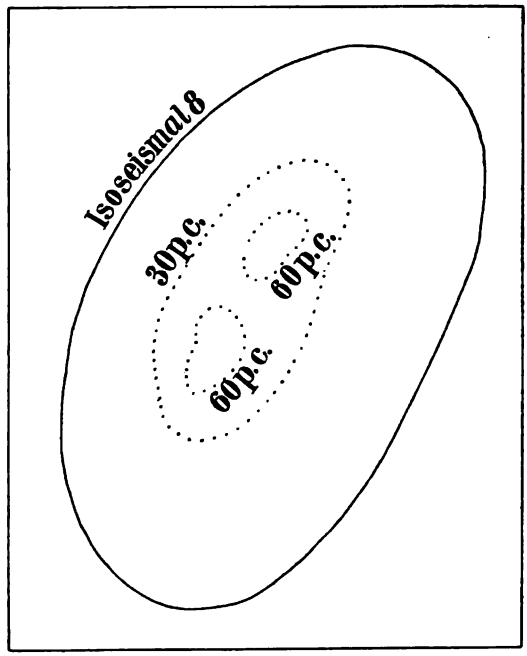


Fig. 9.

very large number of observations is necessary from all parts of the disturbed area.

1. *Position of the Epicentres.* The most satisfactory method of determining the positions of the two epicentres is by means of isoseismal lines, one surrounding each epicentre. Owing, however, to the wide interval between the degrees of the Rossi-Forel scale, it is seldom that this can be done. An exception occurs in the case of the Doncaster earthquake of 1905, of which the isoseismals 7 and 6 are shown in Fig. 8[1]). The distance between the epicentres in

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 62, 1906, pp. 5—12.

Digitized by Google

this case is 28 kms. In very strong earthquakes, such as the Colchester earthquake of 1884, it is possible to outline both foci by means of isoseismal lines drawn through all places where the percentage of houses damaged is the same[1]). In Fig. 9, are represented the isoseismal 8, and the curves passing through the places at which 30 and 60 per cent. of the houses were injured. The latter curve is in two detached portions, the centres of which coincide approximately with the two epicentres of the earthquake, the distance between them being about $6^1/_2$ kms. In still more destructive earthquakes, such as the Neapolitan earthquake of 1857, the positions of the epicentres may be traced by the distribution of the deathrate[2]).

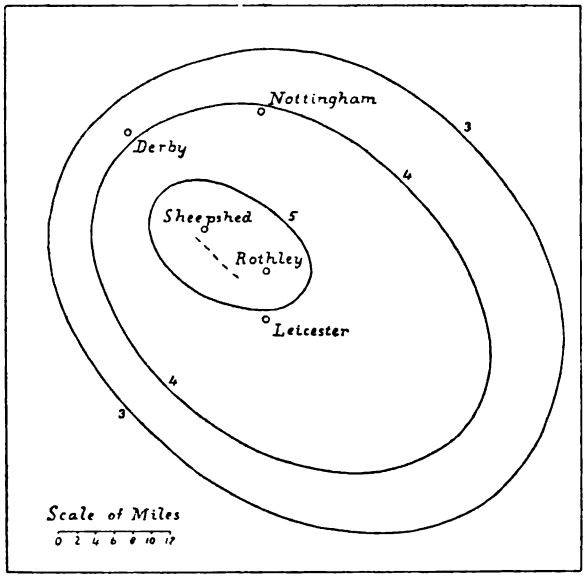


Fig. 10.

The isoseismal lines of a twin earthquake (the Leicester earthquake of 1893), in which the impulse at one focus was decidedly stronger than at the other, are shown in Fig. 10[3]). In this case, the principal epicentre must coincide approximately with the centre of the innermost isoseismal (intensity 5), and it is probable that the other epicentre is similarly situated with respect to the other end

1) Ibid., vol. 61, p. 30.

2) A Study of Recent Earthquakes, pp. 32—33.

3) Roy. Soc. Proc., vol. 57, 1895, pp. 87—95; Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 61, 1905, pp. 1—7.

Digitized by Google

of the isoseismal 4, that is, that the two epicentres are about 27 kms. apart. In the Derby earthquake of 1904, the positions of the epicentres are determined in the same way (the distance between them being about 10 kms), and this is confirmed by observations on the mean direction of the shock. The line of mean direction at Derby passes exactly through the nearer epicentre (the centre of the isoseismal 7), while that at Nottingham passes through the point assigned in the above manner as the position of the second epicentre [1]).

Another method may sometimes be employed for determining the position of the second epicentre in cases like the above when the innermost isoseismal is excentric with respect to those which surround it. As a rule, in twin earthquakes, the interval between the two impulses is less than the time required for the earth-waves to traverse the region between the foci, so that the area over which the twin-shock is perceptible is divided into two portions, throughout each of which the vibrations proceeding from one focus are felt before those from the other. Thus, the order of relative intensity of the two parts of the shock is not constant in all parts of the disturbed area. In such cases, the area within which the twin-shock is perceptible cannot be regarded as the area disturbed by the weaker impulse, for naturally the weaker part of the shock would be more readily observed after, than before, the stronger part. In a few twin earthquakes, however, the interval between the impulses is greater than that required for the earth-waves to traverse the region between the foci, so that the earlier impulse is every-where perceived before the other. The area over which the twin-shock is observed is therefore the disturbed area of the weaker impulse, and its centre may coincide approximately with the second epicentre.

In the Swansea earthquake of 1906, the position of the second epicentre was determined in an unusual manner [2]). It was situated in the district occupied by the most important part of the South Wales coalfield, and the observations in deep mines showed that the first and generally weaker part of the shock was very strongly felt within a nearly circular area, 13 kms. in diameter, the centre of which must coincide very closely with the second epicentre.

2. *Hade of the Fault in the Twin-Foci.* The isoseismal lines of the Leicester earthquake of 1893 (Fig. 10), illustrate another feature of twin-earthquakes, when the fault hades in opposite direc-

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 61, 1905, pp. 8—17.
[2]) Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 63, 1907, p. 359.

Digitized by Google

tions in the twin-foci and the impulses differ in strength. If as in Fig. 11, the fault hades to the north in the western focus and to the south in the eastern focus, the isoseismals of the western focus, will be farther apart on the north side than on the south. while those of the eastern focus will be farther apart on the south, side than on the north. The axis of the isoseismal 5 will therefore be directed east and west, while those of the resultant isoseismals 4 and 3 (represented by the darker lines) will run from a few degrees north of west to a few degrees south of east. In the Leicester earthquake, the axis of the isoseismals 5 runs from W. 30° N. to E. 30° S., while those of the resultant isoseismals 4 and 3 are respectively from W. 40° N. to E. 40° S., and from N.W. to S.E., and it may therefore be concluded that the fault hades to the N.E. in the northwest focus and to the S.W. in the southeast focus. That the hade in the northwest focus is towards the N.E., is also evident from the relative distances between the isoseismal lines.

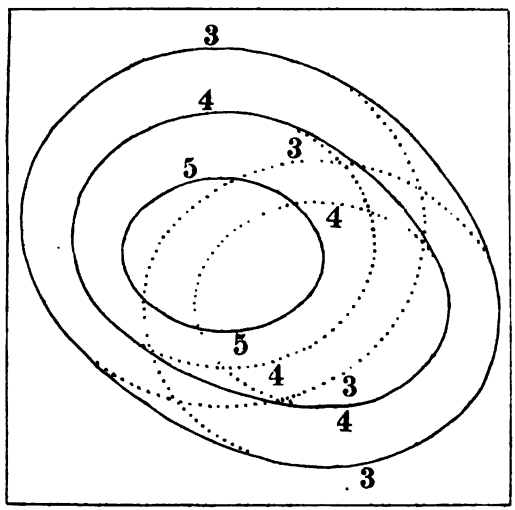


Fig. 11.

3. *Order of Occurrence of the Two Impulses.* When the interval between the occurrence of the impulses within the two foci is less than the time required for the earth-waves to traverse the intermediate region, it is clear that the two impulses will be felt simultaneously along a certain band, which I have called the *synkinetic band*[1]). This band must pass between the two epicentres, traversing at right angles the line joining them. If, as in the Derby earthquake of 1903, the two impulses occur simultaneously, the synkinetic band is straight. Usually, however it is hyperbolic in form (as in the Hereford earthquake of 1896 and the Derby earthquake of 1904), and its convexity is turned towards the focus first in action, as the

1) Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 61, 1905, p. 21.

Digitized by Google

earth-waves from that focus travel the farther before they meet those from the other focus.

In order to trace the boundary of the synkinetic band, a large number of observations is necessary. Solitary records of a single shock from a place are not of much value, for the weaker part of the shock may not attract attention or the cessation of motion between the two parts may not be apparent. It is useful to know places where two maxima of intensity, connected by weaker tremulous motion, are observed; for, in the case when the foci are quite detached, these places are situated close to the boundary of the synkinetic band.

The form of the isacoustic lines also furnishes useful evidence on this subject. In Fig. 15, it will be noticed that the isacoustic lines of the Hereford earthquake suffer a marked distortion along the course of the synkinetic band. Along and near this band, the sound-waves from the two foci coalesce, the resulting sound is louder than elsewhere at the same distance from the origin, and the percentage of audibility is thereby considerably increased.

Secondly, if the interval between the occurrence of the two impulses be greater than the time required by the earth-waves to traverse the distance between the two foci, the vibrations from the focus first in action are felt before those from the other focus in all parts of the disturbed area. The prior impulse is then determined by the observations on the relative intensity of the two parts of the shock. Let us suppose that the impulse at the western focus is the stronger Then the vibrations from that focus will be felt more strongly all over the disturbed area, except within a small district including the eastern epicentre, but with its centre on the side of it away from the western epicentre. The boundary of this district is represented by the broken line in Fig. 8. Then, the western or eastern focus was first in action according as the first part within the small district was stronger or weaker than the second part.

4. *Relative Intensity of the Two Impulses.* The order of intensity of the impulses at the two foci is determined at once if the innermost isoseismal be excentric with regard to the others. For instance, in the Leicester earthquake of 1893 (Fig. 10), there can be no doubt that the impulse at the northwest focus was the stronger. Sometimes, however, the two impulses are so nearly equal in strength that the two parts of the shock are felt all over the disturbed area.

Digitized by Google

In such cases, there usually exists no excentric isoseismal, and it becomes difficult to determine at which focus the impulse was the stronger. The observations on the relative intensity of the two parts of the shock are very conflicting, for the reasons mentioned at the beginning of this section, and it is necessary to decide by the majority of the observations. I have even found it useful to draw curves, in the same way as isacoustic lines, to represent equal percentages of observations in which the first part of the shock was regarded as the stronger.

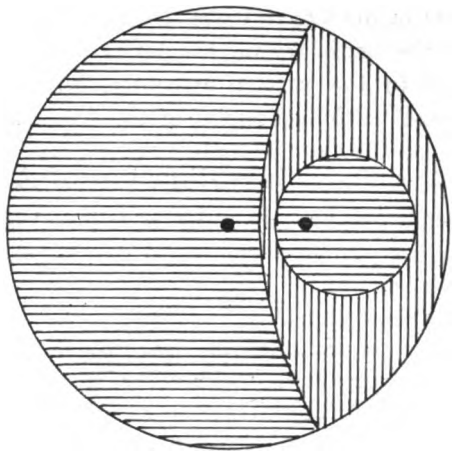


Fig. 12.

The case in which the interval between the impulses is greater than the time required by the earth-waves to traverse the distance between the foci has already been considered in the last paragraph but one. The following figures illustrate the cases which may arise when the interval is less, that is, when there exists a synkinetic band. In each of these, the western focus is supposed to be that in which the stronger impulse takes place, while the small circle bounds the area within which the vibrations from the eastern focus were felt more strongly at the surface. The districts in which the first part of the shock was the stronger are shaded by horizontal lines, and those in which the second part was the stronger by vertical lines. The synkinetic band is indicated by the hyperbolic curve. In Fig. 12, the western focus, and in Fig. 13 the eastern,

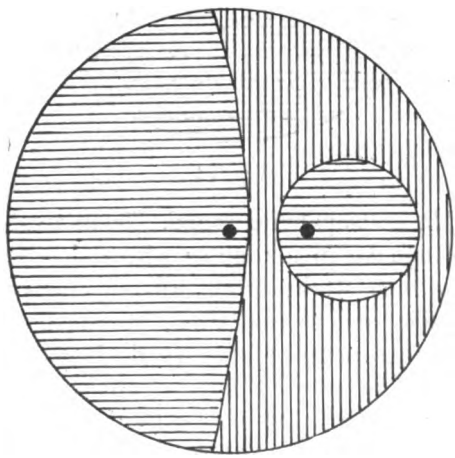


Fig. 13.

Digitized by Google

is supposed to be first in action. Fig. 14 represents a modification of Fig. 12 in which the synkinetic band intersects the area within which the vibrations from the eastern focus are felt more strongly. It is evident that there is no corresponding modification of Fig. 13, for the boundary of the latter area is always nearer to the eastern than to the western epicentre, while the synkinetic band is alway nearer to the epicentre of the focus last in action.

Investigation of After-Shocks.

A great earthquake is followed as a rule by after-shocks that are so frequent and occur so closely together as almost to defy registration. With a moderately strong earthquake, the number is much less and they are so widely separated in time that there is little difficulty in identifying the shocks felt at different places. Every effort should be made to secure as soon as possible the continuous record of all the subsequent shocks, and especially of the time of occurrence (required chiefly for purposes of identification), the intensity of the shock and the audibility and nature of the accompanying sound. The interest aroused by a moderately strong earthquake in a country where they are uncommon is so great that, for some weeks afterwards, many persons are ready to take this trouble and to note every movement felt by them. In many cases, these movements are no doubt artificial, and some definite test should be adopted before admitting any disturbance to the list of after-shocks. The simplest test is perhaps that every shock should be recorded by at least two independent observers, for shocks that are only noticed by one person cannot be of much consequence.

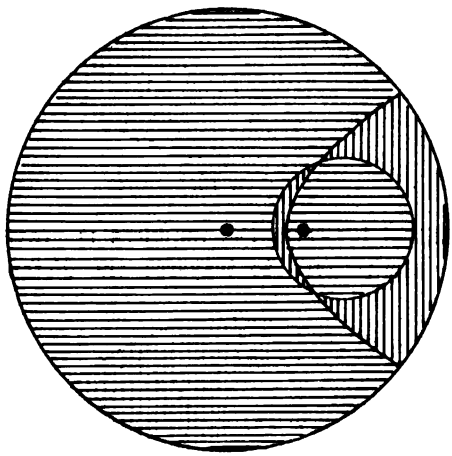


Fig. 14.

The phenomena of the after-shocks are much simpler than those of the principal earthquake. The shock is generally brief and consists of a single series of vibrations, the sound is abrupt and of short duration. Thus, our chief object in studying the after-shocks

Digitized by Google

is to determine as accurately as possible the boundary of their disturbed areas, and thence the positions of their epicentres. Occasionally, they throw light on points that may have been left obscure in the investigation of the principal earthquake, especially as regards the direction and hade of the originating fault. But their chief interest lies in studying the migration of the epicentres along the line of fault. In an ordinary earthquake, it will be found that the foci of the more important after-shocks oscillate from side to side, gradually extending the area of the fault-surface, the displacement of which gave rise to the principal earthquake, while the slightest shocks of all are most frequent near the centre of the principal focus. On the other hand, twin earthquakes are generally followed by a shock whose focus lies in the region between the two foci of the principal earthquake. The after-shock itself is not, however, a twin, and implies a simple movement of displacement within the inter-focal region, as if the middle limb of the crust-fold were shifted bodily by the stresses to which it is subjected in consequence of the rotation which gave rise to the principal twin-shock.

Application to the Hereford Earthquake of 1896.

A reduced map of the Hereford earthquake of 1896 is given in Fig. 15. Here, the continuous lines represent isoseismal lines, the dotted lines isacoustic lines, and the broken line the central line of the synkinetic band. The isoseismals correspond to intensities 8—4, but a small curve (not reproduced) can also be drawn within the isoseismal 8 including Hereford and other places at which the greatest damage occurred.

Elements of the Originating Fault. 1. The longer axis of the isoseismal 8 runs from W. 44° N. to E. 44° S., that of the isoseismal 7 from W. 42° N. to E. 42° S.; the average direction of the originating fault must therefore lie near one of these values, or roughly from N.W. to S.E.

2. The distances between the successive pairs of isoseismals (nos. 8—4) are respectively 21, 40, 101 and 127 kms, on the S.W. side, and 32, 55, 58 and 82 kms. on the N.E. side. The fault must therefore hade towards the N.E.

3. The centre of the innermost isoseismal (near Hereford) lies about 5 kms. E. 11° S. of that city. The fault-line should therefore lie from about 2 to 4 kms. S.W. of this centre.. At several places

Digitized by Google

not far from this centre, the intensity is much less than elsewhere, and, from the distribution of these places, it is probable that the fault-line runs through a point about 1½ kms. S.W. of Hereford.

A short distance to the northeast of this line, there runs the well-known fault which bounds the Woolhope anticlinal on the south-west side. Its direction is roughly from N.W. to S.E., and it hades

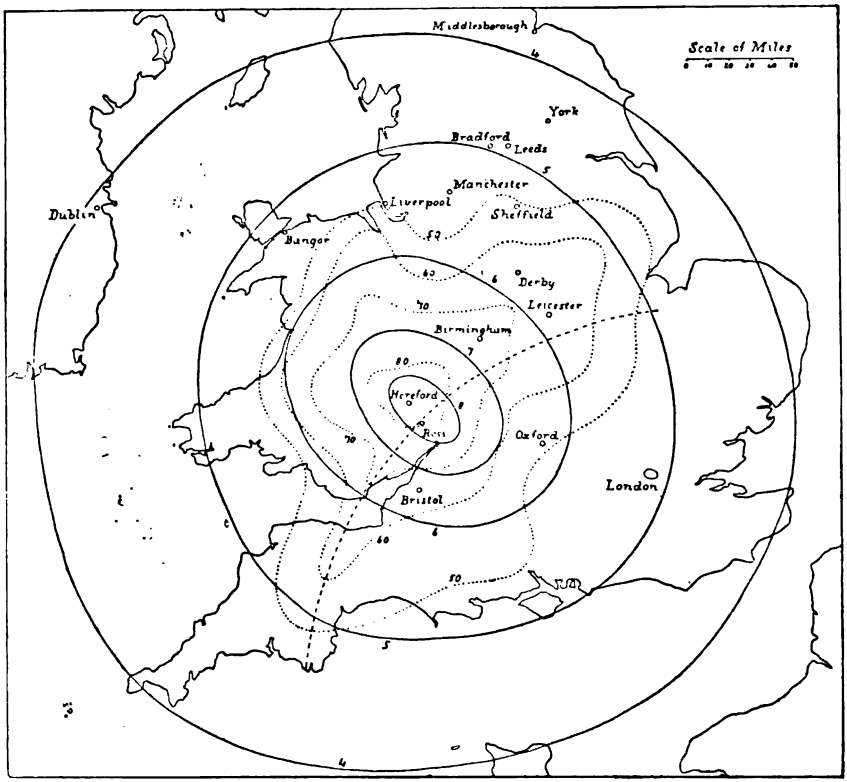


Fig. 15.

to the N.E. Owing to the uncertainty in the exact course of the originating fault, it is possible that it may coincide with the Woolhope fault, but it is more probably a parallel fault lying to the south-west, and therefore traversing the Old Red Sandstone of Herefordshire, in which very few faults have been mapped.

4. The isoseismal 8 is 64 kms. long and 37 kms. wide, and it may therefore be inferred that the total length of the seismic focus was about 27 kms.

Digitized by Google

Elements of the Twin-Earthquake. That the Hereford earthquake was a true twin-earthquake is evident from the excentric position of the innermost isoseismal with respect to the isoseismal 8, as well as from very numerous, observations of the double shock from nearly all parts of the disturbed area.

1. The N.W. epicentre must coincide nearly with the centre of the innermost isoseismal, that is, about 5 kms. E. 11° S. of Hereford. Assuming the southeast epicentre to be similarly placed with respect to the other end of the isoseismal 8, it must be situated about 3 or 4 kms. N.E. of Ross, the distance between the two epicentres being about 14½ kms.

2. The hade of the fault within the northwest focus is, as we have seen, to the N.E. With regard to the hade within the southeast focus, there is no decisive evidence, but, from the distribution of the places at which buildings were damaged near the southeast end of the isoseismal 8, it may I think be inferred that it is to the S.W. [1]).

3. From the form of the central line of the synkinetic band, and from the extension of the isacoustic lines along this band, it is clear that the northwest focus was in action a very short time (not more than a second or two) before the southeast focus, the interval between the two impulses being less than that required by the earth-waves to traverse the interfocal region.

4. It is evident, from the existence of the excentric isoseismal near Hereford that the impulse within the northwest focus was the stronger, and this inference is corroborated by the numerous observations on the relative intensity of the two parts of the shock throughout the disturbed area.

A rough estimate may be made of the dimensions of the two foci as follows. The mean surface-velocity of the earth-waves (as determined by the mean distance between the coseismal lines) was about ·9 km per second. As the mean duration of the quiet interval between the two parts of the shock was 3.6 seconds, it follows that the nearest ends of the two foci must have been separated by a distance of not less than 3 kms. Now, the mean duration of the vibrations from the northwest focus exceeded that of the vibrations

[1]) The small curve within the isoseismal 8 is not (as in the Leicester earthquake of 1893) drawn with sufficient accuracy to throw any light on this point.

Digitized by Google

from the southeast focus by a few seconds, so that the length of the northwest focus must have exceeded that of the other by about 4 kms. Thus, to make up the distance of 14½ kms. between the two epicentres, the northwest focus must have been about 13 kms. long, and the southeast focus about 10 kms., giving a total length of focus (including the interfocal region) of about 26 kms. It will be seen that this estimate agrees closely with that obtained above from the difference in length of the axes of the isoseismal 8.

Postscript.

Since this paper was written, another method of ascertaining a difference of hade in the two foci of a twin-earthquake has occurred ro me. The Derby earthquakes of Mar. 24, 1903, and July 3, 1904, originated in the same twin-foci, one near Ashbourne, the other near Wirksworth. Each was followed by an after-shock which originated in the interfocal region, the former after forty days, the latter after eight hours. In the twin earthquakes, the direction of the longer axis of the resultant isoseismal 7 in 1903 was N. 33° E., and that of the esultant isoseismal 6 in 1904 was N. 31° E. In the after-shocks, the direction of the longer axis of the innermost isoseismal was N. 25° E. in 1903 and N. 27° E. in 1904. This close agreement of direction in the two twin earthquakes and in their after-shocks shows that the divergence between the axes in the two years is probably not accidental. The meaning of the divergence is no doubt that the originating fault hades to the S.E. in the northeast focus and to the N.W. in the southwest focus, as the isoseismals for each focus are farther apart on the side towards which the fault hades. This agrees, moreover, with the inference drawn from the relative positions of the isoseismal lines that the hade of the fault within the principal (that is, southwest) focus is towards the N.W.

Digitized by Google

Druckfehlerberichtigung

zu Loos, Erdbeben der Stadt Mendoza und Umgebung.

S. 152, Z. 2 von unten muss es heissen: 1873 statt 1872.
S. 154, Z. 5 „ oben „ „ „ Pedro Molina statt Pero Molina.
S. 157, Z. 3 „ unten „ „ „ Cacheuta statt Cachenta (ebenso in allen folgenden Fällen).
S. 159, Z. 14 „ „ „ „ „ Olazcuaga statt Olazcvaga (ebenso in allen folgenden Fällen).
S. 162: An Stelle der Tabelle ist folgende zu stellen:

Jahr	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1859	—	—	—	695.8	696.2	696.2	695.6	697.3	696.9	693.6	692.6	691.8
1860	690.4	691.0	692.4	693.3	695.3	695.1	692.2	692.6	695.8	694.2	690.6	689.6
1861	691.4	689.8	689.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—

S. 167, Z. 4 von oben muss es heissen: Medio statt Media.
S. 169, Z. 21 „ unten „ „ „ einem statt einen.
S. 174, Z. 17 „ „ „ „ „ Mendoza statt Mundoza.
S. 175, Z. 4 „ „ „ „ „ 1873 statt 1863.
S. 178, Z. 19 „ oben: Der Absatz erhält folgende Fussnote: [1]) D. h. nachdem der Fluss aus dem Gebirge in die Ebene herausgetreten ist.
S. 182, Z. 5 „ unten muss es heissen: der statt die.
S. 189, Z. 8 „ oben: Nach Erdbeben einzuschalten „von 1861".
S. 192, Z. 5 „ unten muss es heissen: Alto Laulunta statt Alto Sulunta.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

IX.

Geographische Verbreitung und erdwissenschaftliche Bedeutung der aus den Erdbebenbeobachtungen des Jahres 1903 sich ergebenden Epizentren.

Gekrönte Preisschrift der philosophischen Fakultät der Kaiser-Wilhelms-Universität zu Strassburg.

Von

Ernst Tams.

Mit Tafel V.

Einleitung.

Das Thema ist in der Weise angegriffen worden, dass zunächst untersucht wurde, in welchen Fällen das aus dem Jahr 1903 vorliegende makroseismische und mikroseismische Material eine dem Zwecke dieser Arbeit genügende Lokalisierung der Epizentren zuliess. Dabei stellte sich heraus, dass die Zahl dieser Fälle gering ist im Vergleich zu der grossen Anzahl aller im Jahre 1903 bekannt gewordenen Beben. Das liegt einerseits daran, dass die meisten Beben nur von unbedeutender oder mässiger Stärke waren und daher nur lückenhaft über sie berichtet worden ist, andererseits daran, dass den mikroseismischen Beobachtungen noch nicht überall die erforderliche Präzision anhaftet.

Genügten die über ein Beben vorliegenden Nachrichten nicht zur Bestimmung seines Epizentrums, so wurde das Schüttergebiet oder, wenn möglich, das pleistoseiste Gebiet bestimmt und die Beziehungen seiner Lage und Gestalt zum Bau des Landes darzulegen versucht.

Die makroseismischen Angaben wurden aus dem von Prof. Dr. E. Rudolph bearbeiteten Katalog der im Jahre 1903 bekannt ge-

Digitized by Google

wordenen Erdbeben[1]), die mikroseismischen Daten aus den verschiedenen Berichten der Erdbebenstationen gewonnen. Die Arbeit zerfällt in zwei Teile. Der erste Teil enthält die Art der Bearbeitung, die Zusammenstellung und die Verwertung des mikroseismischen Materials. In dem zweiten, umfangreicheren Teil wird mit der oben gegebenen Einschränkung die geographische Verbreitung und erdwissenschaftliche Bedeutung der Epizentren der Beben des Jahres 1903 behandelt.

I. Teil.

Die mikroseismischen Registrierungen einiger Beben des Jahres 1903.

A. Die Art der Bearbeitung der mikroseismischen Registrierungen.

Es ist der Versuch gemacht worden, sämtliche mikroseismischen Daten eines Bebens, die durch die Registrierungen an den verschiedenen seismischen Stationen der Erde geliefert wurden, für einzelne Fälle übersichtlich nach bestimmten Grundsätzen zu bearbeiten und tabellarisch zusammenzustellen. Für einige Beben im Jahre 1903 kommen 40 bis 50 Observatorien in Betracht. Eine Aufzählung der benutzten Erdbebenverzeichnisse findet sich als Anhang zu dem ersten Teil dieser Abhandlung. Das Resultat dieser Bearbeitung ist wenig befriedigend, was seinen hinreichenden Grund in der Ungleichartigkeit des Materials hat.

Wir verfolgten bei der Zusammenstellung den Zweck, aus den Daten der Seismogramme mit Hilfe der bekannten empirisch gefundenen Regeln, welche die Dauer der 1. Vorphase oder die der gesamten Vorphase in lineare Beziehung zur Epizentralentfernung setzen, die Lage des Epizentrums zu bestimmen. Es musste daher das Hauptaugenmerk auf die Zeiten des Anfangs der 1. und 2. Vorläufer und des Hauptbebens gerichtet werden. Die darauf bezüglichen Zeiten finden sich in der 3., 4. und 5. Kolumne der Tabellen. Ausserdem wurde in der 6. Kolumne der Maximalausschlag oder die Maximalphase im Hauptbeben und in der 7. Kolumne die auf Zehner von Minuten abgerundete Dauer der Registrierungen gegeben. Die in der 1. Kolumne aufgeführten Stationen sind nach ihrer Entfernung von derjenigen Station geordnet, welche das Beben am frühesten aufzeichnete oder dem mutmasslichen Epizentrum am nächsten lag.

[1]) Beitr. zur Geophysik, Ergänzungsbd. III.

Digitized by Google

Beides deckt sich durchaus nicht immer bei der sehr verschiedenen Empfindlichkeit der registrierenden Seismometer. Die diesbezüglichen, in den meisten Fällen auf Hunderte von Kilometern abgerundeten Entfernungen auf grössten Kugelkreisen sind in der 2. Kolumne enthalten. Sie wurden mit einem Messband auf einem Globus vom Massstabe 1 : 16500000 abgelesen.

Die Hauptaufgabe bestand darin, die von den einzelnen Stationen gegebenen Zeiten richtig in die einzelnen Kolumnen einzuordnen. Dem standen aber grosse Schwierigkeiten dadurch im Wege, dass die auf den verschiedenen Stationen gewonnenen Seismogramme nach verschiedenen Gesichtspunkten ausgemessen werden. Es sind nur wenige Stationen, welche die Anfangszeiten der drei angeführten wichtigsten Phasen eines Bebens, nämlich der beiden Vorphasen und des Hauptbebens, angeben. Viele Stationen, wie die mit dem Horizontalpendel Milne ausgerüsteten, geben weniger. Die Berichte der italienischen Stationen dagegen enthalten eine Fülle von Einzelheiten; es ist jedoch nicht immer möglich, sich aus ihnen ein klares Bild des Seismogramms nach den eben betonten und unseres Erachtens besonders wichtigen Gesichtspunkten zu verschaffen. Dazu tritt die Ungleichartigkeit der Apparate, die schon an sich eine Bearbeitung der Seismogramme nach allgemein anerkannten, einheitlichen Grundsätzen erheischt, wenn anders die von ihnen gelieferten Daten untereinander vergleichbar sein sollen.

Den Ausgangspunkt für die Bearbeitung der Registrierungen der einzelnen Beben bildeten einerseits naturgemäss die Stationen, welche die Störung am frühesten aufzeichneten, andererseits diejenigen, welche die Anfangszeiten für die beiden Vorphasen und das Hauptbeben gaben, so besonders Göttingen, Potsdam, Strassburg. Eine wesentliche Erleichterung war es, wenn Kopien der erhaltenen Seismogramme zu eigener Ausmessung vorlagen. Diejenigen Zeiten, welche zu früh oder zu spät erscheinen, sind in runde Klammern gesetzt. War das Beben an einem Observatorium von mehreren Apparaten aufgezeichnet worden, so sind aus allen Angaben die Daten gewählt worden, welche den in den Kolumnen geforderten Zeiten am nächsten kommen, ohne Rücksicht darauf, ob diese Daten von einem Seismometer oder von verschiedenen Seismometern herrühren. Dies gilt insbesondere von den italienischen und russischen Stationen. In der 6. Kolumne sind, wie aus der Überschrift hervorgeht, nur die Zeiten des Maximalausschlages oder der Maximalphase im Hauptbeben enthalten. Es hatte keinen Zweck, die Grösse des Ausschlags in mm

Digitized by Google

anzugeben, weil die Apparate zu mannigfacher Art und von sehr verschiedener Empfindlichkeit sind, teils mit Dämpfung, teils ohne Dämpfung arbeiten. Da das Maximum der tatsächlichen Bodenbewegung durchaus nicht dem grössten linearen Ausschlag im Seismogramm zu entsprechen braucht, so wurden in vielen Fällen bei den italienischen und russischen Stationen die verschiedenen maximalen Ausschläge als Maximalphase zusammengefasst. Oft war freilich auch, namentlich bei den italienischen Stationen, eine Maximalphase als solche angegeben.

Eine Berechnung der Maxima der tatsächlichen Bodenbewegung ist nur dann zu erzielen, wenn Dämpfung vorhanden ist und neben den Amplituden auch die Perioden der Ausschläge, sowie die Konstanten der Apparate bekannt sind. Dazu aber wäre es nötig, von jeder einzelnen Störung eine Kopie vor sich zu haben, wie dies überhaupt das notwendige Erfordernis für eine einheitliche Bearbeitung der Seismogramme eines Bebens ist.

Auch die Zahlen, welche die totale Dauer der Registrierung angeben, sind naturgemäss nicht gleichwertig. Für die Stationen, an denen mehrere Apparate in Tätigkeit waren, wurde die Differenz zwischen der frühesten Anfangszeit und der spätesten Zeit für das Ende der Störung, abgerundet auf Zehner von Minuten, als totale Dauer in die 7. Kolumne eingetragen. Auch hier spielt besonders die Dämpfung eine grosse Rolle. Alle Zeitangaben in den Tabellen sind in mittlerer Zeit von Greenwich ausgedrückt.

Nach diesen Gesichtspunkten wurden die mikroseismischen Daten von etwa 150 Beben, die auf mindestens 10 Stationen registriert waren, bearbeitet. Bei weitaus den meisten zeigte sich aber infolge der oben angedeuteten Schwierigkeiten dieses Material in seiner Zusammenstellung als durchaus ungenügend, um daraus allein das Epizentralgebiet in einer eindeutigen und dem Zwecke dieser Arbeit genügenden Weise zu bestimmen. Unter den bearbeiteten 150 Beben sind aber viele vorhanden, für welche die vorliegenden makroseismischen Nachrichten eine hinreichende Lokalisierung des Epizentrums zuliessen.

Im folgenden ist nur eine Auslese von 16 Beben gegeben, von denen teils gar keine, teils nur sehr dürftige makroseismische Nachrichten vorlagen. Eine Ausnahme bildet das grosse Mittelmeerbeben am 11. August, das bei reichlichem makroseismischen Material auch eine mikroseismische Bearbeitung erfuhr. Doch auch hinsichtlich dieser Beben, für welche noch das relativ beste mikroseismische

Digitized by Google

Material vorliegt, bleibt im einzelnen eine unbefriedigende Unsicherheit bei der Bestimmung der Lage des Epizentrums bestehen. Ein Teil dieser Unsicherheit liegt allerdings auch in der Unzulänglichkeit der angewendeten empirisch gefundenen linearen Gleichungen, welche, wie bereits oben angedeutet, benutzt wurden, um aus der Dauer der 1. Vorläufer oder der 1. und 2. Vorläufer die Entfernung des Epizentrums von der Station zu berechnen.

Vier solcher linearen Beziehungen wurden von Omori[1]), zwei von Láska[2]) und neuerdings zwei von Stiattesi[3]) aufgestellt. Bezeichnet y_1 die Dauer der 1. Vorläufer, $y_{1,2}$ die der beiden Vorläufer zusammengenommen und x die Epizentralentfernung, so lauten die Gleichungen

von Omori:

1) $17{,}1\ y_1^{sec} - 1360\ km = x\ km\ [5^m < y_1 < 11^m]$

2) $14{,}7\ y_1^{sec} = x\ km$ [für Fern- und Nahbeben gültig]

3) $6{,}54\ y_{1,2}^{sec} + 720\ km = x\ km\ [2000\ km < x < 14000\ km]$

4) $7{,}27\ y_{1,2}^{sec} + 38\ km = x\ km\ [100\ km < x < 1000\ km]$;

von Láska:

1) $(y_1^{min} - 1)\ 1000 = x\ km$

2) $\frac{y_{1,2}^{min}}{3}\ 1000 = x\ km$

[beide Gleichungen sind für $500\ km < x < 12500\ km$ erprobt];

von Stiattesi:

1) $5{,}34\ y_{1,2}^{sec} + 38\ km = x\ km\ [x < 2000\ km]$

2) $19{,}3\ y_1^{sec} - 2377\ km = x\ km\ [x > 2000\ km]$.

Es zeigte sich in der Anwendung auf Beben mit bekannten Epizentren, dass im allgemeinen die beiden Láska'schen Regeln die zuverlässigsten sind. Da diese beiden Regeln aber bei Beben mit kurzen Vorphasen versagen, so wurde bei einigen Störungen die für Fern- und Nahbeben gültige Omori'sche Formel $14{,}7\ y_1^{sec} = x\ km$ und in zwei Fällen, in denen die Dauer der gesamten Vorphase kleiner als eine 1^{min} war, die 1. Stiattesi'sche Formel benutzt.

Was die Einzelheiten der Bestimmungen der Epizentren der 16 Beben betrifft, verweisen wir auf die besonderen Ausführungen, die an die Tabellen der mikroseismischen Registrierungen dieser Beben angeschlossen sind.

---

[1]) Public. of the Earthq. Inv. Com. Tokyo; V, pp. 63, 64; XIII, pp. 87, 90.

[2]) Über die Berechnung der Fernbeben. Mitteil. d. Erdbeb.-Kom. d. Kais. Ak. d. Wiss., Wien, N. F. XIV.

[3]) Nuove formule per la determinazione della distanza degli epicentri sismici coi dati dei sismogrammi. Rivista di Fisica, Matematica e Scienze Naturali, Pavia, Anno VII, 74; 1906.

Digitized by Google

B. Die Tabellen der mikroseismischen Registrierungen.

Nr. 1. 4. Januar 1903.

Name der Station	Entfernung von Christchurch in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Christchurch	—	(5 12,1)	(5 18,8)	—	5 28,8 – 5 35,6	20
Perth	5200	5 17,0	5 23,7	—	5 42,6	110
Batavia	7700	5 18,1	5 25,1	5 29,6	5 35,9	100
Manila	8500	5 13 44	—	—	(5 13 54)	70
Córdoba	10100	—	(5 29,0)	—	5 39,1	80
Mauritius	10600	(5 26,6)	5 34,6	—	6 11,9	90
Kapstadt	11300	—	5 33,0	5 40,0	5 52,8	110
Calcutta	11500	(5 23,0)	5 32,1	—	(5 33,1)	90
Victoria B. C.	12100	5 19,0	(5 28,6)	—	(5 35,2)	110
Bombay	12500	(5 26,6)	5 38 —	—	(5 40,0)	80
Irkutsk	12700	(5 16,5)	(5 26,1)	—	(5 37,0)	280
Krasnoiarsk	13500	(5 26,1)	—	—	(5 40,8)	80
Taschkent	14200	(5 27,3)	5 36,0	—	5 48,6	—
Baltimore	14600	(5 31 —)	5 35 —	—	—	80
Toronto	14600	(5 30,7)	—	—	—	80
Tiflis	16200	5 25 27	(5 29 19)	5 45 55	5 48 36	220
Cairo	16600	(5 05 —)	—	5 45 —	6 01 —	120
Jurjew	17800	5 28,4	(5 31,4)	5 48,8	6 00,4	170
Budapest	18200	—	5 37 05	(6 01 25)	6 02 25	50
Catania	18600	5 26 36	5 41 03	5 49 59	—	60
Ischia	18700	5 26 21	—	—	5 51 —	100
Laibach	18700	5 26 09	—	—	—	20
Pola	18700	5 26 12	—	—	(5 26 22)	10
Triest	18700	5 26,1	—	—	6 04,1	100
Potsdam	18700	5 26 —	—	—	—	150
Hamburg	18700	5 26 00	—	—	(5 27 16) - 5 48 42	150
Ponta Delgada	18800	(5 29,5)	—	—	5 51,6	50

Digitized by Google

Göttingen	18800	5 26 04	—	—	—	120
Leipzig	18800	5 25 53	—	—	—	130
Padua	18800	5 26 14	—	—	(5 28 27)	30
Rocca di Papa	18800	5 26 16	5 41 40	5 57 40	—	90
Florenz	18900	5 26 —	5 40 —	—	(5 44 04)—6 02 —	120
Quarto Castello (Florenz)	18900	5 26 04	(5 36 12)	5 58 40	(5 36 12)— ?	80
Giaccherino	18900	(5 30 —)	5 43 —	—	—	20
Pavia	19100	—	—	—	ca. 6 30 —	—
Strassburg	19100	5 26 10	(5 38 00)	5 48 15	5 49 45—6 03 10	150
Uccle	19200	5 25 32	—	—	—	—
Carloforte	19200	5 27 00	—	—	—	110
Kew (Richmond)	19500	(5 33,2)	—	—	5 49,0	110
Edinburg	19500	(5 33,0)	—	—	5 54,2	110
Paisley	19500	—	—	5 46,6	—	60
Bidston	19600	5 24,9	—	—	5 51,3	130
Shide	19600	5 29,3	—	—	5 53,8	80

Anmerkung: Den Angaben für Batavia lag eine Kopie des Seismogramms zugrunde.

Nr. 2. 5. Januar 1903.

Name der Station	Entfernung von Söul in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Fukuoka	550	22 01 10	—	—	—	—
Kumamoto	600	(22 04 42)	—	—	—	—
Kagoshima	750	(22 04 22)	—	—	—	—
Tokio	1200	(22 04,4)	—	22 06,6	22 08,2	—
Irkutsk	2400	22 02,2	(22 07,9)	22 12,0	22 12,4	240
Manila	2600	21 58 56	—	—	22 22 50	50
Krasnoiarsk	3300	(22 08,7)	22 09,8	22 16,5	22 21,5	40

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Söul in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Calcutta	4100	—	22 14,6	22 20,2	22 22,8	40
Taschkent	5000	—	(22 17,8)	22 22,8	22 25,9	—
Batavia	5400	—	22 16,9	22 25,6	22 26,6	30
Bombay	5700	—	22 18,3	—	22 31,3	30
Tiflis	6900	22 13,4	(22 27 45)	22 34,2	22 37,1	110
Jurjew	7200	—	(22 23,1)	22 34,7	—	50
Hamburg	8400	22 17 43	—	—	22 46 49—22 48 58	100
Leipzig	8400	—	—	22 37 46	—	20
Göttingen	8500	—	—	22 40 —	22 42,5	40
Edinburg	8800	—	—	22 40,5	22 47,0	20
Paisley	8800	—	—	22 45,8	22 51,3	10
Triest	8800	22 20,6	—	—	22 55,1	70
Strassburg	8900	22 21 05	—	22 42 45	22 49 50	70
Uccle	8900	22 22 22	—	22 39 50	—	—
Bidston	9000	—	(22 34,7)	—	22 52,2	90
Kew (Richmond)	9000	—	—	22 43,2	22 45,8	20
Florenz	9100	—	(22 35 —)	22 43 —	(22 37 —)—22 46 —	40
Rocca di Papa	9100	—	(22 36 —)	22 41 48	22 43 45	20
San Fernando	10700	—	—	22 50,0	22 52,5	20

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Victoria in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Victoria B. C.	—	16 11,5	—	16 32,0	16 34,3	110
Toronto	3500	16 16,4	—	—	(16 24,2)	80
Baltimore	3900	—	(16 30,4)	16 35 —	16 40,6	60
Trinidad	7200	16 16 —	—	—	(16 29 —)	40
Paisley	7300	—	16 25,7	16 47 —	16 51,5	60
Edinburg	7400	(15 57,0)	(16 20,5)	—	(16 22,5)	110
Bidston	7600	—	16 27,1	—	16 49,0	40
Shide	7900	—	16 30,9	—	16 54,5	60
Jurjew	8000	(16 20,7)	16 27,5	16 52,5	17 03,7	170
Irkutsk	8100	16 13,8	—	(16 34,3)	17 19,1	260
Uccle	8100	16 16 01	—	—	—	70
Hamburg	8100	16 16 46	—	—	16 31 02—16 32 56	70
Potsdam	8300	(16 19 ca.)	(16 30 ca.)	(16 59 ca.)	—	180
Göttingen	8300	16 16 55	16 27 28	16 47 —	16 50,5	150
Leipzig	8400	—	16 26 15	16 48 15	—	70
Strassburg	8500	16 17 25	16 28 10	16 48 55	16 51 —	90
Budapest	8900	—	—	16 52 25	17 02 —	30
Triest	9000	16 17,4	—	—	(16 31,7)	60
Florenz	9100	—	16 26 —	—	16 47 — — 17 10 —	130
Rocca di Papa	9300	16 17 33	16 28 30	(16 42 25)	16 50 45 — ?	60
Tiflis	10200	(16 23,6)	16 29 25	—	17 17,8	170
Taschkent	10200	(16 24,5)	16 31,5	16 46,7	17 18,0	—
Córdoba	10800	16 19,8	—	—	16 41,2	70
Wellington	11800	—	16 29,0	(16 32,3)	16 59,8	80
Christchurch	12100	—	—	16 53,0	17 02,1	170
Perth	15000	—	—	17 18,9	—	70
Kapstadt	16800	—	16 32,5	17 06,4	17 07,6	80

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Taschkent in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Taschkent	—	—	(9 40,2)	(9 44,6)	9 51 —	90
Tiflis	2100	—	—	(9 51,3)	10 02 21	—
Krasnoiarsk	2400	9 36,8	—	9 41,0	9 41,3	100
Bombay	2500	—	—	(9 47,0)	9 54,8	80
Calcutta	2800	9 39,8	—	—	—	80
Irkutsk	2900	9 35,8	9 37,7	—	9 38,6	50
Pavlosk	3400	—	(9 52,6)	9 59,0	10 04,8	30
Jurjew	3600	(9 43,7)	9 49,8	9 59,5	(9 58,9)	210
Kodaikânal (Madras)	3600	—	9 47,7	9 54,9	10 03,1	70
Cairo	3700	9 40 —	—	(10 07 —)	10 13 —	110
Budapest	4100	—	9 53 50	10 01 50	10 05 27	60
Ógyalla	4100	—	9 50 17	(10 14 47)	10 14 47	70
Laibach	4400	9 44 03	—	—	10 06 15—10 23 14	50
Potsdam	4400	9 44 04	9 52 14	10 05 46	—	120
Triest	4500	9 43,9	—	10 03,8 ?	10 12,4	—
Pola	4500	—	—	10 04 47	10 08 19	40
Leipzig	4500	9 43 36	—	10 02 45	10 07 00	80
Hamburg	4600	9 44 05	(9 59 39)	10 06 —	10 10 10	140
Ischia	4600	9 44 40	—	10 05 00	10 10 00	60
Messina	4600	9 42 53	9 55 42	10 06 52	10 12 05	80
Catania	4700	9 43 43	—	10 04 26	—	60
Rocca di Papa	4700	9 44 21	9 52 40	10 07 52	10 11 15	60
Padua	4700	9 44 18	—	10 06 45	10 09 14	60
Florenz	4800	9 48 —	9 54 32	10 04 27	10 12 — —10 14 —	180
Quarto Castello (Florenz)	4800	9 43 29	(9 59 —)	10 06 09	10 09 40—10 11 16	60
Pavia	4900	—	—	10 07 —	—	50
Strassburg	4900	9 44 25	9 56 30	10 07 00	10 14 00	110
Uccle	5000	9 44 49	—	—	—	—
Turin	5000	9 46 26	—	-	10 12 —	40

Digitized by Google

Kew (Richmond)	5300	—	(10 01,2)	(10 11,6)	10 17,0	60
Edinburg	5400	—	(10 00,5)	10 08,0	10 14,8	100
Paisley	5500	—	—	(10 03 —)	10 14,6	70
Bidston	5500	—	9 55,0	—	10 23,8	90
Shide	5500	—	(10 01,6)	—	10 16,9	70
Manila	5900	(9 21 27)	—	—	(9 39 42)	90
Tokio	6100	(9 31,8)	(9 46,4)	—	9 53,5	90
Granada	6200	—	—	(10 17 —)	—	40
San Fernando	6500	—	—	10 05,0	10 20,0	80
Batavia	6600	9 43,4	9 50,0	9 59,0	10 03,4	100
Mauritius	6900	—	(10 00,3)	(10 11,8)	10 26,6	60
Perth	9600	—	(10 07,2)	(10 20,3)	10 23,3	70
Kapstadt	10000	—	(10 06,1)	(10 41,8)	10 44,9	110
Victoria B. C.	10200	—	9 57,0	(10 20,0)	10 25,0	90
Toronto	10300	—	(10 09,2)	(10 27,8)	10 36,0	80
Baltimore	10600	—	(10 13,5 ?)	(10 37,2)	10 39 —	90

Anmerkung: Den Angaben für Batavia lag eine Kopie des Seismogramms zugrunde.

Nr. 5. 10. Februar 1903.

Name der Station	Entfernung von Guam in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Manila	2600	2 54 00	—	—	(2 55 46)	80
Tokio	2600	—	2 58,9	3 03,1	3 05,9	50
Batavia	4800	(3 01,3)	3 07,2	3 11,0	3 17,3	50
Irkutsk	5700	3 01,6	(3 07,2)	—	3 22,3	30
Perth	6000	—	(3 10,9)	3 22,2	3 26,0	40
Calcutta	6100	—	(3 10,7)	—	3 31,5	30
Christchurch	7000	—	3 11,4	3 24,6	3 26,5	20
Taschkent	8000	—	3 13,2	(3 17,1)	3 37,2	—

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Guam in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Victoria B. C.	9200	—	3 16,0	—	(3 18,4)	10
Tiflis	10000	—	—	3 41,4	3 49,9	70
Jurjew	10500	—	3 14,7	3 39,9	3 46 —	—
Hamburg	11600	3 10 30	(3 16 03)	—	3 54 10	80
Potsdam	11600	3 10 58	—	—	3 48 45	140
Leipzig	11700	—	—	3 43 32	—	30
Edinburg	12000	—	—	3 46,5	3 54,5	30
Paisley	12000	—	3 20,5	—	4 00 —	110
Uccle	12100	3 09 34	(3 15 26)	—	—	110
Strassburg	12200	3 10 40	—	3 48 20	4 04 20	130
Padua	12200	3 11 49	—	—	(3 18 43)	10
Bidston	12200	—	(3 17,5)	—	3 50,0	60
Kew (Richmond)	12300	—	3 25,5	—	3 53,0	50
Shide	12400	—	—	3 55,1	4 01,3	20
Florenz	12400	(3 13 —)	—	3 49 —	3 50 30?	70
Quarto Castello (Florenz)	12400	3 10 49	(3 16 34)	—	—	—
Rocca di Papa	12400	3 09 30	—	3 46 50	3 51 20	60
Catania	12500	3 11 41	3 22 31	—	—	10
Toronto	12500	—	3 22,0	—	(3 25,0)	03
Granada	13700	—	—	3 43 —	—	10
San Fernando	14000	—	—	3 57,0	4 02,0	30

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Victoria in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Victoria B. C.	—	14 14,4	—	—	14 16,7	110
Toronto	3500	—	14 25,6	14 32,5	14 34,9	80
Washington	3900	—	14 29 00	14 34 00	14 36 10	30
Baltimore	3900	—	—	14 37,6?	14 38,5	—
Paisley	7300	—	14 41 —	14 49,3	14 51,6	40
Edinburgh	7400	—	14 41,0	14 48,5	14 51,0	60
Kew (Richmond)	7900	—	14 45,3	—	14 54,3	30
Shide	7900	—	14 43,5	—	14 53,8	30
Jurjew	8000	14 34,7	(14 40,5)	14 53,1	14 53,3	90
Hamburg	8100	14 34 38	—	—	15 06 06	90
Uccle	8100	(14 23 51)	(14 36 13)	—	—	80
Irkutsk	8100	14 33,8	14 41,0	14 52,2	14 58,3	140
Potsdam	8300	14 35,7	—	14 57 —	—	170
Leipzig	8400	14 35 30	—	(14 50 40)	—	60
Strassburg	8500	14 35 20	14 46 10	14 57 45	15 02 30	70
Kremsmünster	8800	14 35,6	—	—	—	—
San Fernando	8900	—	14 46,3	14 54,7	14 58,6	60
Triest	9000	(14 30,3)	—	—	14 44,8	80
Florenz	9100	14 32 —	—	14 54 —	—	100
Rocca di Papa	9300	14 38,5	—	14 51 —	15 02,5	—
Tiflis	10200	(14 27 12)	(14 37 55)	—	14 40 31—15 04 32	90
Taschkent	10200	14 37,6	14 48,8	15 00,2	15 04,7	80
Perth	15000	—	(15 24,3)	15 34,8	15 41,0	70
Kapstadt	16800	—	—	15 33,0	—	20
Mauritius	17200	—	—	15 35,3	15 56,4	30

Anmerkung: Den Angaben für Washington lag eine Kopie des Seismogramms zugrunde.

Digitized by Google

Nr. 7. 18. März 1903.

Name der Station	Entfernung von Messina in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Messina	—	17 18 04	—	—	—	05
Catania	90	17 18 19	—	—	17 19 59	10
Catanzaro	120	17 15 —	—	—	—	—
Mineo	130	17 18 47	—	17 19 20	—	—
Caggiano	300	17 17 19?	—	—	—	—
Ischia	320	17 18 23	—	—	17 18 30	05
Rocca di Papa	470	17 18 33	17 19 18	—	—	03
Triest	840	17 20 —	—	—	17 22 —	13
Padua	850	17 18 58	—	—	17 20 42	11
Laibach	880	17 19 25	—	—	17 20 50	10
Strassburg	1300	17 20 26	17 22 16	—	17 22 38	06

Nr. 8. 25. März 1903.

Name der Station	Entfernung von Athen in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Athen	—	22 30 29	—	—	—	—
Messina	730	22 31 55	—	22 35 12	—	20
Bukarest	740	—	22 33 46	—	—	05
Catania	780	22 30 05	(22 31 52)	—	—	20
Mineo	800	22 28 —	—	—	—	—
Ischia	900	22 30 57	22 33 03	22 34 58	22 36 40	—
Rocca di Papa	1050	22 31 08	22 33 54	22 35 12	22 36 —	20
Budapest	1100	—	—	22 36 —	—	10

Digitized by Google

Cairo [1])	1120	—	—	22 37 —	22 40,5	30
Ógyalla	1200	—	—	(22 51 00)	—	(210)
Triest	1200	22 31,8	—	—	—	40
Florenz	1250	22 31 41	—	22 36 20	22 37 28—22 38 01	40
Quarto Castello (Florenz)	1250	22 31 48	—	22 37 22	22 39 58	20
Padua	1300	22 31 —	—	22 37 45	22 40 14	20
Kremsmünster	1350	(22 09,7 !)	—	—	(22 11,8 !)	(30)
Leipzig	1750	22 32 21	—	22 39 21	—	20
Strassburg	1750	22 32 40	22 36 10	22 39 30	22 43 30	30
Potsdam	1800	22 32 42	22 36 20	—	—	50
Tiflis	1900	22 31 12	22 34 27	22 37,4	22 43 29	100
Hamburg	2000	22 32 40	22 37 23	—	22 42 09—22 49 13	30
Uccle	2100	(22 30 48)	(22 34 47)	—	—	—
Jurjew	2300	22 33 —	22 37,6	22 40,6	22 41,9	80
Kew (Richmond)	2400	—	22 37,8	—	22 46,5	30
Shide	2400	—	22 37,1	—	22 45,3	20
Granada	2500	—	—	(23 06 —)	—	—
Bidston	2700	(22 35,8)	—	—	22 47,7	20
San Fernando	2700	—	—	22 43,0	—	—
Paisley	2900	(22 35 —)	—	—	—	—
Edinburg	2900	—	—	22 45,0	22 47,0	10
Taschkent	3900	22 37,5	22 43,8	22 50,7	22 53,4	—
Irkutsk	6300	(22 33 46)	(22 42,2)	—	(23 38,9)	(210)
Kapstadt	8100	—	(23 06,5)	23 07,5	23 08,5	20

[1]) Im Zirkular Nr. 8 (issued by the Seismological Committee of the British Association for the Adv. of Sc.) steht der 26. III. angegeben. Nach dem Bollettino sismologico Italiano ist das vorstehende Beben aber an zwei afrikanischen Stationen registriert worden. Da Mauritius keine Störung aufweist, so kann neben Kapstadt nur Cairo in Betracht kommen, zumal Cairo dem Epizentralgebiet nicht fern liegt. Das im Zirkular Nr. 8 angegebene Datum dürfte demnach auf einem Druckfehler beruhen.

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Wellington in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Wellington	—	6 34,1	6 42,3	6 48,7	6 58,0	90
Christchurch	300	—	6 42,4	6 49,0	7 01,7	160
Perth	5200	(6 42,9)	6 44,9	—	7 01,9	100
Honolulu	7900	—	6 44,5	6 53,0	7 10,8	160
Manila	8500	6 37 30	—	—	6 40 28	70
Tokio	9400	(6 43,7)	6 44,8	—	6 47,5	30
Córdoba	10100	—	—	—	7 00,0	—
Mauritius	10900	(6 14,5 !)	—	6 58,0	7 01,3	—
Calcutta	11500	—	6 45,0	6 53,7	7 07,9	90
Kodaikânal (Madras)	11500	—	(6 43,1)	—	6 56,6	50
Victoria B. C.	11800	—	—	6 51,2	7 51,3	90
Bombay	12600	(6 38,0)	—	—	7 01,4	80
Irkutsk	12600	(6 33,8)	6 45,6	6 55,2	7 23,5	—
Krasnoiarsk	13500	(6 31,4)	6 45,4	6 55,7	7 14,1	110
Taschkent	14300	(6 48,1)	(6 58,3)	(7 11,2)	7 25,9	170
Toronto	14300	—	7 02,0	—	7 37,0	80
Tiflis	16200	6 48 54	7 00 02	(7 04 53)	7 05 08	—
Jurjew	17400	6 52,2	7 02,9	7 28,5	7 36,7	150
Budapest	18300	—	7 04 10	7 36 —	—	50
Ógyalla	18300	—	7 05 14	7 36 34	—	—
Potsdam	18500	6 54 43	7 11 48	7 37 —	—	180
Hamburg	18500	6 54 43	(7 01 15)	—	7 05 41—7 15 38	140
Catania	18600	6 54 02	(7 18 19)	—	—	40
Kremsmünster	18600	6 55,3	—	—	7 04,9	60
Triest	18700	6 54,6	—	—	7 06,3	110
Edinburg	18700	6 56,0	(7 05,5)	—	7 42,0	170
Paisley	18700	—	—	—	7 05,5	—
Ischia	18800	—	—	(7 45 —)	—	—
Rocca di Papa	18900	6 53 45	7 11 35	7 39 45	7 43 40	110

Digitized by Google

Padua	18900	6 53 48	(7 25 —)	7 39 ca.	—	60
Florenz	19000	(6 51 48)	7 12 33	7 39 50	7 39 50—7 54 —	150
Quarto Castello (Florenz)	19000	6 53 46	7 13 35	7 39 47	—	60
Uccle	19000	6 53 52	(7 16 26)	—	—	130
Bidston	19000	6 56,6	(7 00,7)	—	7 23,4	100
Kew (Richmond)	19100	(6 58,0)	—	—	7 46,0	120
Strassburg	19100	6 53 30	—	7 37 05	7 39 30—7 45 —	170
Pavia	19100	6 55 —	—	—	—	70
Shide	19200	6 55,6	—	—	7 07,7	100
San Fernando	19900	(6 51,5)	—	7 47,5	7 50,5	130

Nr. 10. 2. Juni 1903.

Name der Station	Entfernung von Victoria in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Victoria B. C.	—	13 21,8	13 25,8	13 29,5	13 31,7	100
Toronto	3500	13 26,3	13 32,4	13 36,4	13 44,8	120
Honolulu	3800	13 25,8	13 31,3	—	13 36,8	110
Washington	3900	13 26 32	13 33 08	13 43 02	—	70
Baltimore	3900	13 26,6	13 33 —	—	13 47 —	80
Trinidad	7200	—	13 39 —	—	13 53 —	60
Paisley	7300	(13 29,5)	13 34,5	—	13 44 —	90
Edinburg	7400	(13 31,5)	13 35,5	—	13 36,0	90
Bidston	7600	13 28,1	13 35,4	—	13 46,5	100
Ponta Delgada	7600	(13 31,6)	—	—	13 39,9	90
Tokio	7700	13 25,6	13 33,1	—	13 34,5	40
Pavlosk	7900	13 27,4	(13 31,4)	—	13 35,4	20
Shide	7900	(13 31.9)	13 35,0	—	13 43,2	90
Kew (Richmond)	7900	(13 33,5)	13 36,0	—	13 46,7	80
Jurjew	8000	13 28,3	13 35,6	—	13 43,2	120

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Victoria in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Krasnoiarsk	8100	(13 23.3)	(13 28,2)	—	13 37,4	110
Irkutsk	8100	13 26,2	13 34,5	—	13 45,9	240
Hamburg	8100	13 26 28	13 34 56	—	13 36 30—13 45 53	230
Potsdam	8300	13 28 18	13 36 48	—	—	210
Leipzig	8400	(13 31 45)	13 40 29	13 53 —	—	60
Strassburg	8500	13 28 32	13 37 34	—	—	90
Kremsmünster	8800	13 24,7	—	—	13 44,2	80
Pavia	8800	13 25 —	—	—	—	40
Ógyalla	8900	13 28 16	13 37 16	—	13 38 10	60
Budapest	8900	(13 27 10)	13 38 05	—	13 38 20	60
Padua	8900	13 28 41	13 38 —	13 55 ca.	—	50
San Fernando	8900	13 29,2	13 39,0	—	14 06,2	170
Granada	9000	—	13 43 —	13 53 —	—	50
Triest	9000	13 29,0	—	—	—	120
Laibach	9000	13 28 50	13 38 10	—	—	30
Florenz	9100	13 28 —	13 38 22	13 53 —	—	170
Quarto Castello (Florenz)	9100	13 28 48	13 38 16	13 48 58	—	—
Giaccherino	9100	13 28 26	13 39 —	—	—	20
Urbino	9100	(13 30 —)	—	—	—	03
Pola	9100	13 28 46	13 38 10	—	13 38 43	10
Rocca di Papa	9300	13 28 58	13 38 34	—	13 56 30	160
Carloforte	9400	(13 25 —)	13 36 36	—	—	20
Ischia	9500	13 29 06	13 38 55	13 49 00	—	70
Catania	9800	13 29 30	13 39 38	13 54 32	—	130
Tiflis	10200	13 27 02	13 38 32	—	13 45 02	—
Taschkent	10200	13 28,3	13 38,2	13 55,2	14 03,2	40
Manila	10700	13 24 54	—	—	13 26 12	60
Calcutta	11800	13 30,3	13 40,0	—	14 05,4	80
Bombay	12600	(13 34,6)	—	—	14 08,3	70

Digitized by Google

Kodaikânal (Madras)	13500	—	13 41,6	—	13 55,4	40
Batavia	13600	(13 35,7)	—	—	14 27,4	80
Perth	15000	(12 00)	—	—	—	(180)
Kapstadt	16800	(13 16,1)	—	14 00,0	14 30,4	120

Anmerkung: Den Angaben für Victoria und Toronto lagen die Kopien der Seismogramme zugrunde.

Nr. 11. 19. Juli 1903.

Name der Station	Entfernung von Cairo in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Athen	1120	18 10 38	—	—	—	—
Catania	1750	18 11 02	18 12 45	—	—	10
Mineo	1750	—	18 13 —	—	—	—
Tiflis	1800	18 11,2	—	18 15,7	18 17,4	100
Ischia	2000	18 11 14	—	—	18 14 —	10
Triest	2350	18 10,8	—	—	18 17,1	40
Florenz	2400	18 11 —	—	18 16 40	—	20
Padua	2450	18 12 —	—	18 17 37	18 19 43	20
Kremsmünster	2500	18 12,4	—	—	18 21,1	30
Leipzig	2850	18 12 45	18 16 50	—	—	20
Strassburg	2900	18 12 48	18 16 24	18 20 00	18 21 30	30
Potsdam	2950	18 12 50	—	—	18 20 47	50
Göttingen	3000	18 12,5	18 16,3	18 (19,8)	18 19,8	20
Hamburg	3150	18 13,7	—	—	18 19 50—18 24 55	60
Uccle	3250	18 13 51	—	(18 18 36)	—	—
Taschkent	3650	—	(18 19,4)	18 22,8	18 28,7	—
Bidston	3850	—	18 18,0	—	—	10

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Tiflis in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Tiflis	—	3 49,1	—	—	3 50 23	—
Cairo	1800	3 52 —	—	—	4 00 —	20
Taschkent	2100	3 51,2	3 55,7	3 58,1	4 00,9—4 03,5	30
Jurjew	2300	3 51,9	3 56,7	3 58,8	4 01,5—4 05,7	40
Caggiano	2400	3 52 22	3 57 09	3 59 55	—	10
Ischia	2400	(3 53 02)	3 57 15	—	—	10
Triest	2500	3 52,4	—	—	4 04,7	10
Kremsmünster	2500	(3 54,1)	—	—	4 05,2	50
Catania	2600	3 51 03	3 57 07	4 01 34	—	20
Mineo	2600	3 51 25	—	—	—	—
Rocca di Papa	2700	3 53 07	3 57 24	4 00 48	4 02 18	20
Padua	2700	3 53 11	3 57 33	—	—	20
Leipzig	2700	3 53 17	3 58 16	4 01 52	—	40
Potsdam	2700	3 53 29	3 57 47	—	4 04 17	90
Florenz	2800	3 53 18	3 57 38	4 01 38	4 01 38—4 03 43	40
Pavia	2900	(3 52 00)	—	4 00 —	—	20
Göttingen	2900	3 53 31	3 58 15	—	4 04 40	30
Hamburg	2900	3 53 48	—	—	4 08 15	90
Strassburg	3000	3 53 48	3 58 32	4 03 41	4 04 34	70
Uccle	3200	3 53 57	—	—	—	80
Shide	3700	—	—	4 04,6	—	20
Bidston	3800	—	3 59,1	—	4 11,3	30
Edinburg	3800	—	—	(4 10,0)	4 13,5	10
Krasnoiarsk	3800	—	(3 58,1)	—	4 08,6	20
San Fernando	4500	—	(4 09,4)	4 11,1	4 15,3	10
Irkutsk	4600	—	(4 05,5)		4 17,3	140
Kapstadt	9000	—	(4 26,6)	4 27,6	4 29,4	10

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Kythera in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Athen	200	4 31 32	—	—	—	—
		4 33 02	—	—	—	—
		4 33 27	—	—	—	—
		4 34 47	—	—	—	—
		4 35 42	—	—	—	—
Zante	250	4 35 —		(nach D. Eginitis 30m früher)		
Messina	700	4 33 50	—	(4 35 00)	4 39 —	20
Catania	750	4 34 21	—	(4 35 28)	4 37.37	70
Mineo	750	4 34 —	—	—	—	—
Caggiano	800	4 33 42	—	(4 35 12)	4 35 37	20
Portici	900	(5 38 34!)	—	—	—	10
Ischia	950	4 35 00	—	—	4 37 00	20
Bukarest	950	4 34 15	—	—	4 36 46	20
Cairo	1100	4 33,5	4 35,5	—	4 42 —	50
Rocca di Papa	1100	4 34 52	(4 35 24)	—	4 35 32	100
Urbino	1200	—	4 36 40	—	—	10
Pola	1200	4 35 27	4 37 37	—	4 37 56	—
Triest	1300	4 35,5	—	—	4 38,0	20
Laibach	1300	4 35 18	—	—	4 37 — — 4 44 30	30
Budapest	1300	4 35 48	(4 39 —)	—	4 41 03	30
Florenz	1300	4 35 25	4 37 42	—	4 38 25—4 46 —	60
Quarto Castello (Florenz)	1300	4 35 41	4 37 40	(4 42 11)	4 40 15	30
Giaccherino	1400	4 34 —	—	—	—	20
Padua	1400	4 35 45	4 38 30 ca.	(4 42 30)	—	30
Ógyalla	1400	4 36 32	4 39 10	—	4 42 27	20
Kremsmünster	1500	4 36,4	—	—	4 43,3	70
Pavia	1600	—	4 40 ca.	—	—	—
Turin	1700	4 35 —	—	—	4 41 —	20
Basel	1800	—	4 40 45	—	—	—

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Kythera in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Strassburg	1900	4 36 43	4 39 48	4 45 09	4 45 25	100
Leipzig	1900	4 36 43	4 39 47	4 44 18	4 44 22	40
Potsdam	2000	4 36 12	4 39 27	—	—	140
Göttingen	2000	4 36 59	4 40 10	—	—	70
Tiflis	2000	4 36 59	—	—	4 43 37	160
Hamburg	2200	4 36 20	—	—	—	110
Uccle	2200	4 37 04	—	—	—	110
Granada	2400	4 35 45	—	—	—	—
Jurjew	2500	4 37,3	4 41,3	4 44,2	4 45,9	—
Kew (Richmond)	2500	4 37,8	—	—	4 42,0; 4 51,5	40
Shide	2600	(4 35,9?)	—	—	4 44,1	40
San Fernando	2700	(4 39,2)	(4 42,8)	—	4 43,8	70
Pavlosk	2700	4 37,8	4 41,8	—	4 42,1—4 42,7	30
Bidston	2800	4 37,0	—	—	4 43,6	60
Edinburg	3000	4 38,5	4 42,5	—	4 43,8	50
Paisley	3000	—	4 42 ?	—	4 44 —	30(?)
Taschkent	4100	(4 30,9!)	4 45,3	(4 48,9)	4 52,8	—
Bombay	5300	—	4 48,0	—	4 51,9	30
Krasnoiarsk	5600	(4 37,5)	—	—	4 58,7	100
Kodaikânal (Madras)	6300	—	—	—	4 50,7	—
Irkutsk	6500	4 42,1	—	5 01,3	5 03,8—5 14,0	200
Mauritius	7300	—	4 53,2	—	5 17,4	—
Kapstadt	7900	—	4 52,9	5 06,6	5 09,8	40
Toronto	8400	—	4 53,5	—	—	30
Manila	9900	4 45 33	—	—	4 57 17	20
Victoria B. C.	10300	—	4 56,0	—	—	50

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Catania in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Catania	—	23 08 45	—	23 09 22	23 09 22	10
Mineo	40	—	—	(23 10 30)	—	—
Messina	90	(23 09 24)	23 09 36	23 10 00	—	—
Ischia	370	23 08 45	23 09 30	—	—	10
Portici	370	—	—	23 11 29	—	04
Rocca di Papa	500	23 08 48	23 09 31	—	23 09 31—23 10 24	15
Carloforte	650	(23 04 — !)	—	—	23 12 ——23 14 —	10
Urbino	700	—	—	23 12 —	—	—
Florenz	800	23 09 00	23 10 05	—	23 10 42	10
Quarto Castello (Florenz)	800	23 09 18	23 10 18	—	—	—
Pola	850	23 09 23	23 10 23	—	23 10 25	03
Triest	900	23 10,6	—	—	23 12,1—23 13,1	50
Padua	900	23 09 30	23 10 45	—	23 10 55	20
Laibach	950	(23 08 40)	—	—	23 09 55	02
Pavia	1000	23 09 30	(23 10 15)	—	23 10 30	20
Kremsmünster	1200	23 11,9	—	—	23 16,6—23 17,3	10
Strassburg	1400	23 10 20	23 12 10	23 13 53	23 14 49	15
Leipzig	1550	23 10 25	23 12 39	—	—	10
Göttingen	1600	23 10 46	23 13 00	23 (14) —	—	20
Hamburg	1800	23 11 19	23 13 49	—	23 13 58—23 14 16	50

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Taschkent in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Taschkent	—	17 05,5	—	17 09,3	17 21,7—17 22,5	—
Tiflis	2100	17 08 27	—	17 17 53	17 21,5—17 25 32	190
Krasnoiarsk	2400	—	—	(17 22,0)	17 43,4	30
Bombay	2500	17 07,3	—	(17 12,3)	17 13,4	80
Calcutta	2800	—	17 10,0	(17 15,6)	17 23,3	80
Irkutsk	2900	—	17 12,2	17 16,0	17 27,0—17 47,8	—
Kodaikânal (Madras)	3600	17 08,6	17 12,7	—	17 20,4	60
Jurjew	3600	17 08,6	(17 17,6)	(17 26,9)	17 31,5	150
Krakau	4000	—	17 14,4	17 21,0	—	50
Budapest	4100	(17 01 35 !)	—	—	—	60
Ógyalla	4100	17 10 39	—	—	—	(40)
Kremsmünster	4400	(17 11,8)	17 17,3	—	17 20,2—17 41,5	50
Potsdam	4400	17 10 18	17 16 50	—	—	200
Leipzig	4500	(17 05 — !)	—	—	—	70
Hamburg	4600	17 12 05	(17 20 07)	—	17 40 46—17 46 30	130
Ischia	4600	17 10 42	(17 19 09)	17 29 —	—	50
Messina	4600	—	—	(17 37 —)	—	10
Rocca di Papa	4700	17 10 48	17 17 22	17 25 40	17 36 34—17 47 18	80
Padua	4700	17 10 59	—	17 27 —	—	40
Catania	4700	17 10 22	—	17 28 30	17 31 55—17 47 34	50
Göttingen	4700	17 10 35	17 17 50	17 (28) —	17 28 —	70
Florenz	4800	17 10 24	17 17 47	(17 23 —)	17 23 — —17 32 —	130
Quarto Castello (Florenz)	4800	17 11 19	—	(17 22 51)	17 32 15	40
Strassburg	4900	17 10 48	17 18 43	17 24 14	17 32 07	120
Uccle	5000	17 11 57	—	(17 21 10)	—	—
Edinburg	5400	—	(17 16,5)	(17 37,0)	17 44,0	80
Paisley	5500	—	(17 15,2)	(17 36,3)	17 44,2	70
Bidston	5500	(17 14,1)	—	—	17 48,9	110

Digitized by Google

Tokio	6100	—	—	17 27,6	17 30,6	10
San Fernando	6500	17 12,7	17 21,3	17 36,7	17 43,8	110
Batavia	6600	17 12,4	(17 20,3)	—	17 20,7	90
Mauritius	6900	—	(17 16,0)	—	17 24,6—17 25,9	—
Ponta Delgada	7900	(16 19,1!)	—	—	17 53,4	100
Perth	9600	—	17 25,1	17 36,1	17 47,1	90
Kapstadt	10000	(17 19,0)	17 28,0	—	17 35,0	50
Porto Rico	12200	—	—	17 49,1	18 05,6	30

Nr. 16. 28. Dezember 1903.

Name der Station	Entfernung von Davao in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Manila	1000	2 58 47	—	—	3 00 12	90
Batavia	2600	3 01,5	—	—	3 06,5	120
Tokio	3500	(3 05,9)	—	—	3 16,5	110
Perth	4500	—	—	3 16,5	3 25,7	80
Kodaikânal (Madras)	5400	3 04,6	3 11,8	—	3 16,4	40
Irkutsk	5400	< 3 07 —	3 12,0	3 22,6	3 25,8	70
Bombay	5900	(3 07,5)	—	(3 18,3)	3 19,5	60
Krasnoiarsk	6300	—	3 13,3	—	3 26,8	50
Taschkent	6800	3 07,1	(3 16,7)	3 28,7	3 32,8	—
Christchurch	7500	3 07,0	—	—	3 35,7— ?	—
Honolulu	8200	3 08,3	3 17,3	3 29,1	3 38,5	80
Tiflis	8900	3 08 21?	3 18 46	—	3 22 24	—
Pavlosk	9700	—	3 18,3	—	3 20,1	—
Jurjew	10000	3 08,2	3 19,9	3 41,8	3 49 —	—
Potsdam	11000	3 10 12	3 22 34	3 46 14	---	180
Leipzig	11100	3 08 47	3 18 35	3 41 10	—	90

Digitized by Google

Name der Station	Entfernung von Davao in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Hamburg	11200	(3 11 35)	—	—	3 33 52	110
Kremsmünster	11200	(3 13,9)	—	—	3 21,1	50
Göttingen	11300	3 10 05	3 20 30	3 44 00	3 58 30	80
Padua	11500	3 10 —	3 21 21	3 47 00	—	60
Florenz	11600	(3 14 40)	—	3 44 —	3 52 — —4 07 —	1
Strassburg	11600	3 11 —	3 21 13	3 45 —	3 58 52	80
Uccle	11700	(3 13 15)	3 24 07	—	—	100
Edinburg	11800	—	3 20,5	3 41,5	4 08,0	90
Kew (Richmond)	12000	—	—	(3 37,0)	4 07,5	60
Paisley	12000	—	3 20,1	(3 55,8)	4 03,6	70
Bidston	12100	(3 09,2)	—	(3 40,0)	4 02,3	90
Shide	12100	—	—	3 51,6	4 03,8	40
San Fernando	13300	—	(3 20,5)	(4 14,5)	4 15,1	100
Porto Rico	17400	—	—	(4 13,2)	—	20
Córdoba	18400	(3 25,3)	—	--	3 40,2	30

Digitized by Google

C. Ausführungen zu den Tabellen der mikroseismischen Registrierungen.

1. Erdbeben vom 4. Januar: Christchurch $5^h\,12{,}1^m$. Tabelle Nr. 1.

Die Lage der Stationen, die das Beben am frühesten registriert haben, deutet auf ein Beben im Pazifik:

Christchurch: ($5^h\,12{,}1^m$) (Milne-Pendel),
Manila: $5^h\,13^m\,44^s$ (Vicentini-Pendel),
Irkutsk: ($5^h\,16{,}5^m$) (Zöllner-Repsold-Pendel),
Perth $5^h\,17{,}0^m$ (Milne-Pendel),
Batavia: $5^h\,18{,}1^m$ (Milne-Pendel),
Victoria B. C.: $5^h\,19{,}0^m$ (Milne-Pendel).

Die Anfangszeiten von Manila, Perth, Batavia und Victoria, sowie die sich für Perth, Batavia, Florenz und Catania ergebenden Epizentralentfernungen weisen auf ein Epizentrum, das sich in dem östlich der Marianen und nördlich der Karolinen und des Marshall-Archipels gelegenen Teil des grossen Ozeans befindet.

Es ist nämlich für

Perth: $y_1 = 6{,}7^m$, also nach Láska $x = 5700$ km;
für Batavia: $y_1 = 7{,}0^m$, $x = 6000$ km;
für Florenz: $y_1 = 14^m$, $x = 13000$ km;
für Catania: $y_1 = 14{,}5^m$, $x = 13500$ km.

Die aus der Dauer der ersten Vorphase in Rocca di Papa folgende Epizentralentfernung führt weiter nach Osten; denn es ist $y_1 = 15{,}4^m$, also $x = 14400$ km.

2. Erdbeben vom 5. Januar: Fukuoka $22^h\,01^m\,10^s$. Tabelle Nr. 2.

Das Beben wurde in Schanghai, Si-ka-wei, Tschi-fu, Söul [Intensität: V (Rossi-Forel)], Tsche-mul-p-ho und Wei-hai-weig efühlt; auch die in Saga auf Kiushiu bemerkte Erschütterung wird von diesem Beben herrühren. Nach diesen makroseismischen Daten muss das Epizentrum im südlichen Teil des Gelben Meeres gelegen sein.

Aus den Bebenregistrierungen folgt für Irkutsk: $y_{1,2} = 7{,}8^m$, also nach der zweiten Láska'schen Regel

$$x = 2600 \text{ km}.$$

Digitized by Google

Diese Entfernung führt gerade an die Grenze des Gelben Meeres gegen das ostchinesische Meer. Mit dieser Lage des Epizentrums steht sehr gut das Ansprechen der wenig empfindlichen Seismographen in Fukuoka, Kumamoto und Kagoshima im westlichen Kiushiu im Einklang.

3. Erdbeben vom 17. Januar: Victoria B. C.: $16^h\,11{,}5^m$. Tabelle Nr. 3.

Die frühesten Anfänge haben Victoria B. C.: $16^h\,11{,}5^m$ (Milne-Pendel) und Irkutsk: $16^h\,13{,}8^m$ (Zöllner-Repsold-Pendel). Dieser Umstand, sowie die sich für Potsdam, Göttingen, Strassburg, Rocca di Papa ergebenden Epizentralentfernungen lassen auf ein Epizentrum im nordöstlichen Teil des Pazifik zwischen den Alëuten und der amerikanischen Nordwestküste schliessen. Es ist aber auffallend, dass der in Tokio stationierte Milne-Apparat das Beben nicht registrierte.

Es ist für

Potsdam: $y_1 = 11{,}0^m$, also nach Láska $x = 10000$ km;
Göttingen: $y_1 = 10{,}6^m$, $x = 9600$ km;
Strassburg: $y_1 = 10{,}8^m$, $x = 9800$ km;
Rocca di Papa: $y_1 = 11{,}0^m$, $x = 10000$ km.

Die im 74th Report of the Brit. As. etc. (Cambridge 1904, Plate II) vermutete Lage des Epizentrums im caribischen Meer lässt sich nicht mit der Tatsache vereinigen, dass nächst Victoria Irkutsk das Beben am frühesten registrierte.

4. Erdbeben am 1. Februar: Taschkent: $9^h\,40{,}2^m$. Tabelle Nr. 4.

In Taschkent wurde ein Stoss von der Intensität III (Rossi-Forel) gefühlt.

Bemerkenswert sind die frühen Anfänge der Registrierungen in Irkutsk ($9^h\,35{,}8^m$), Krasnoiarsk ($9^h\,36{,}8^m$), Calkutta ($9^h\,39{,}8^m$). Diese Umstände lassen den Herd in dem sehr instabilen Kaschgarien oder im westlichen Thian-shan vermuten. Die sich für die europäischen Stationen ergebenden Epizentralentfernungen führen allerdings sehr viel weiter nach Osten über den Thian-shan hinaus, was im Widerspruch mit der Tatsache steht, dass das Beben in Taschkent gefühlt wurde. Es ist für

Digitized by Google

Irkutsk: $y_1 = 1{,}9^m$, also nach Omori [$x = 14{,}7\, y_1^s$]: $x = 1700$ km;
Potsdam: $y_1 = 8{,}2^m$, $y_{1,2} = 21{,}7^m$, also nach Láska $\begin{cases} x = 7200 \text{ km} \\ x = 7200 \text{ km}; \end{cases}$
Leipzig: $y_{1,2} = 19{,}2^m$, $x = 6400$ km;
Hamburg: $y_{1,2} = 21{,}9^m$, $x = 7300$ km;
Catania: $y_{1,2} = 20{,}7^m$, $x = 6900$ km;
Rocca di Papa: $y_1 = 8{,}3^m$, $x = 7300$ km,
$y_{1,2} = 22{,}5^m$, $x = 7500$ km;
Padua: $y_{1,2} = 22{,}5^m$, $x = 7500$ km;
Strassburg: $y_{1,2} = 22{,}6^m$, $x = 7500$ km.

Nach diesen Entfernungen wäre das Epizentralgebiet an der Grenze von Transbaikalien und der Mandschurei zu suchen.

Wie aus der Grösse der in Europa erhaltenen Seismogramme hervorgeht, ist das Beben sehr stark gewesen. Es hat daher vermutlich auch ein sehr grosses Gebiet erschüttert, so dass das Epizentrum von Taschkent noch sehr weit östlich gelegen sein kann. Eine befriedigende Übereinstimmung mit den oben berechneten Epizentralentfernungen besteht aber dennoch nicht.

5. Erdbeben am 10. Februar: Manila: $2^h\, 54^m\, 00^s$. Tabelle Nr. 5.

Am 10. Februar wurde eine heftige Erschütterung auf der Insel Guam des Marianen-Archipels gefühlt. Dieselbe dürfte mit der um $2^h\, 54^m\, 00^s$ beginnenden Aufzeichnung in Manila zusammenhängen und auch die aus derselben Zeit von etwa 30 Stationen vorliegenden Seismogramme veranlasst haben. Die um $2^h\, 58^m\, 00^s$ in Fukushima (Nippon) bemerkte Erschütterung ist sicher lokaler Natur gewesen, da aus Japan keine darauf bezüglichen mikroseismischen Daten vorliegen, denn auch die in Tokio auf dem Milne-Pendel $2^h\, 58{,}9^m$ beginnende Störung trägt Fernbebencharakter, da erst $3^h\, 03{,}1^m$ die langen Wellen und $3^h\, 05{,}9^m$ das Maximum einsetzen. Der Herd des Bebens ist in dem östlich von Guam gelegenen Marianen-Graben zu suchen. Darauf führen die sich für Strassburg und Rocca di Papa ergebenden Epizentralentfernungen. Es ist für Strassburg: $y_{1,2} = 37{,}7^m$, also nach der zweiten Láska'schen Regel $x = 12600$ km; für Rocca di Papa: $y_{1,2} = 37{,}3^m$, $x = 12400$ km. Die sich für Catania aus $y_1 = 10{,}8^m$ mit $x = 9800$ km ergebende Epizentralentfernung dürfte dagegen zu kurz sein.

Digitized by Google

Der Marianen-Graben hat von Manila und Tokio die gleiche Entfernung von 3000 km. Der späte Anfang der Registrierung in Tokio ist auf das späte Reagieren des Milne-Pendels zurückzuführen; in Manila ist ein Vicentini-Pendel stationiert.

6. Erdbeben vom 15. März: Victoria B. C.: $14^h\ 14{,}4^m$. Tabelle Nr. 6.

Der sehr frühe Anfang der Störung in Victoria um $14^h\ 14{,}4^m$ und der Umstand, dass der Maximalausschlag bereits $2{,}3^m$ später erfolgte, lässt in Verbindung mit den berechneten Epizentraldistanzen auf ein Epizentrum im nordöstlichen Teil des Pazifik, nicht weit von der Küste Alaskas entfernt, schliessen. Mit dieser Lage des Epizentrums stimmt auch überein, dass nächst Victoria die beiden Stationen in Toronto und Washington die frühesten Anfangszeiten haben, allerdings bereits $11{,}1^m$ resp. $14{,}6^m$ später. Die im Osten Asiens gelegenen Stationen Tokio, Manila, Batavia, weisen keine Registrierungen auf. Es ist nach Láska für

Irkutsk:	$y_1 = 7{,}2^m$,	$x = 6200$ km,
	$y_{1,2} = 18{,}4^m$,	$x = 6100$ km;
Potsdam:	$y_{1,2} = 21{,}3^m$,	$x = 7100$ km;
Strassburg:	$[y_1 = 10{,}8^m$,	$x = 9800$ km],
	$y_{1,2} = 22{,}4^m$,	$x = 7500$ km;
Taschkent:	$[y_1 = 11{,}2^m$,	$x = 10200$ km],
	$[y_{1,2} = 22{,}6^m$,	$x = 7500$ km].

Die Epizentralentfernung für Irkutsk weist auf ein Epizentrum in dem angegebenen Gebiet; auch die für Potsdam und Strassburg berechneten Distanzen führen ungefähr dorthin; sie dürften nur wenig zu klein sein. Viel zu klein dagegen ist mit 7500 km die Epizentralentfernung für Taschkent; die aus der Dauer der 1. Vorphase für Taschkent folgende Entfernung (10200 km) ist zu gross.

7. Erdbeben vom 18. März: Messina: $17^h\ 18^m\ 04^s$. Tabelle Nr. 7.

Das Beben wurde in Messina, Catanzaro und Mineo verspürt. Im Bollettino della Società Sismologica Italiana wird die Vermutung ausgesprochen, dass das Epizentrum im ionischen Meer nahe der Ostküste Siziliens gelegen sei. Diese Vermutung wird bestätigt durch die Epizentralentfernungen, welche sich für Mineo, Rocca di Papa und Strassburg zu 210 km, resp. 660 km und 1600 km ergeben. Diese

Digitized by Google

Distanzen weisen auf ein Epizentrum, das sich in dem östlich von Sizilien und südlich von Calabrien gelegenen Teil des mittelländischen Meeres befindet. Es ist nämlich für
Mineo: $y_{1,2} = 33^s$, also nach Stiattesi $[5{,}34\, y_{1,2}^s + 38 = x\ km]$
$x = 214\ km$;
Rocca di Papa: $y_1 = 45^s$, } also nach Omori { $x = 661\ km$,
Strassburg: $y_1 = 110^s$, } $[14{,}7\, y_1^s = x\ km]$ { $x = 1617\ km$.

8. Erdbeben vom 25. März: Athen: $22^h\ 30^m\ 29^s$. Tabelle Nr. 8.

Ein Stoss von der Stärke III (Rossi-Forel) wurde in Athen um $22^h\ 30^m\ 29^s$ gefühlt und registriert. Sonst liegen keine makroseismischen Nachrichten vor. Der um $22^h\ 28^m$ in Mineo vom Seismoskop angezeigte Stoss, sowie die um $19^h\ 25^m$ in Zante wahrgenommene Erschütterung (Intensität III [Rossi-Forel]) werden lokaler Natur gewesen sein; denn die meisten nach der Láska'schen Regel berechneten Epizentralentfernungen führen auf ein Epizentrum im südlichen ägäischen Meer zwischen Kreta und den Sporaden. Im Bollettino della Soc. Sis. It. wird das Epizentrum im ionischen Meer oder südlich von Griechenland vermutet.

Es ist nach Láska für

Messina:	$y_{1,2} = 3{,}3^m$,	$x = 1100\ km$;
Ischia:	$y_1 = 2{,}1^m$,	$x = 1100\ km$,
	$y_{1,2} = 4{,}0^m$,	$x = 1330\ km$;
Rocca di Papa:	$[y_1 = 2{,}8^m$,	$x = 1800\ km]$,
	$y_{1,2} = 4{,}1^m$,	$x = 1370\ km$;
Florenz:	$y_{1,2} = 4{,}7^m$,	$x = 1570\ km$;
Quarto Castello:	$[y_{1,2} = 5{,}6^m$,	$x = 1870\ km]$;
Padua:	$[y_{1,2} = 6{,}8^m$,	$x = 2270\ km]$;
Leipzig:	$y_{1,2} = 7{,}0^m$,	$x = 2330\ km$;
Strassburg:	$[y_1 = 3{,}5^m$,	$x = 2500\ km]$,
	$y_{1,2} = 6{,}8^m$,	$x = 2270\ km$;
Potsdam:	$[y_1 = 3{,}6^m$,	$x = 2600\ km]$;
Tiflis:	$[y_1 = 3{,}3^m$,	$x = 2300\ km]$,
	$y_{1,2} = 6{,}2^m$,	$x = 2070\ km$;
Hamburg:	$[y_1 = 4{,}7^m$,	$x = 3700\ km]$;
Jurjew:	$[y_1 = 4{,}6^m$,	$x = 3600\ km]$,
	$y_{1,2} = 7{,}6^m$,	$x = 2530\ km$;
Taschkent:	$[y_1 = 6{,}3^m$,	$x = 5300\ km]$,
	$[y_{1,2} = 13{,}2^m$,	$x = 4400\ km]$.

Digitized by Google

Sehen wir von den in [ ] befindlichen Werten ab, die teils in den stabilen südlichen Teil des östlichen Mittelmeer-Beckens, teils in die stabile lybische Wüste führen, so weisen die berechneten Distanzen auf ein Epizentrum an dem angegebenen Ort.

9. Erdbeben vom 13. Mai: Wellington: $6^h\ 34{,}1^m$. Tabelle Nr. 9.

Die Stationen, welche das Beben zuerst registrierten sind: Wellington: $6^h\ 34{,}1^m$; Christchurch: $6^h\ 42{,}4^m$; Perth: $6^h\ 42{,}9^m$; Manila: $6^h\ 37^m\ 30^s$ (Pendel von Vicentini); Tokio: $6^h\ 43{,}7^m$; Irkutsk: $6^h\ 33{,}8^m$! (Pendel von Zöllner-Repsold). Die Lage dieser Orte deutet auf ein Epizentrum im Pazifik; es muss Neu-Seeland näher gelegen sein als den Stationen Tokio und Victoria; denn in Wellington und Christchurch wurden Maximalausschläge von 14 mm resp. 26 mm Weite aufgezeichnet gegenüber Maximalausschlägen von 2,8 mm und 0,6 mm in Tokio resp. Victoria. (In allen vier Stationen sind Milne-Pendel aufgestellt.)

Es ist ferner nach Láska für

Wellington:	$[y_1 = 8{,}2^m,$	$x = 7200$ km],
	$y_{1,2} = 14{,}6^m,$	$x = 4870$ km;
Tiflis:	$[y_1 = 11{,}1^m,$	$x = 10100$ km];
Jurjew:	$[y_1 = 10{,}7^m,$	$x = 9700$ km],
	$y_{1,2} = 36{,}3^m,$	$x = 12100$ km;
Potsdam:	$[y_1 = 16{,}1^m,$	$x = 15100$ km],
	$y_{1,2} = 42{,}3^m,$	$x = 14100$ km;
Rocca di Papa:	$[y_1 = 17{,}8^m,$	$x = 16800$ km],
	$y_{1,2} = 46^m,$	$x = 15300$ km;
Padua:	$y_{1,2} = 45{,}2^m,$	$x = 15100$ km;
Quarto Castello:	$[y_1 = 19{,}8^m,$	$x = 18800$ km],
	$y_{1,2} = 46^m,$	$x = 15300$ km;
Strassburg:	$y_{1,2} = 43{,}6^m,$	$x = 14500$ km.

Die aus der Dauer der gesamten Vorphase nach Láska berechneten Epizentraldistanzen führen übereinstimmend in das Gebiet des Gilbert-Archipels und den unmittelbar östlich angrenzenden Teil des inselfreien Ozeans. Die aus der Dauer der ersten Vorphase berechneten Entfernungen führen zur Mehrzahl weiter nach Osten, stimmen aber untereinander bezüglich der aus ihnen resultierenden Lage des Epizentrums nicht überein.

Digitized by Google

10. Erdbeben vom 2. Juni: Victoria B. C.: $13^h\ 21{,}8^m$ Tabelle Nr. 10.

Am frühesten wurde das Beben registriert in: Victoria: $13^h\ 21{,}8^m$; Toronto: $13^h\ 26{,}3^m$; Honolulu: $13^h\ 25{,}8^m$; Washington: $13^h\ 26^m\ 32^s$; Baltimore: $13^h\ 26{,}6^m$; Tokio: $13^h\ 25{,}6^m$; Irkutsk: $13^h\ 26{,}2^m$.

Die sich aus den mikroseismischen Daten ergebenden Epizentralentfernungen führen — mit Ausnahme weniger Stationen — übereinstimmend nach dem östlichen Teil des Alëuten Grabens südwestlich der Insel Kadiak.

Es ist nach Láska für

Victoria:	$y_1 = 4{,}0^m$:	$x = 3000$ km,
	$y_{1,2} = 7{,}7^m$:	$x = 2570$ km;
Toronto:	$y_1 = 6{,}1^m$:	$x = 5100$ km,
	$[y_{1,2} = 10{,}1^m$:	$x = 3370$ km];
Honolulu:	$[y_1 = 5{,}5^m$:	$x = 4500$ km];
Washington:	$y_1 = 6{,}6^m$:	$x = 5600$ km,
	$y_{1,2} = 16{,}5^m$:	$x = 5500$ km;
Baltimore:	$y_1 = 6{,}4^m$:	$x = 5400$ km;
Bidston:	$[y_1 = 7{,}3^m$:	$x = 6300$ km];
Tokio:	$[y_1 = 7{,}5^m$:	$x = 6500$ km];
Jurjew:	$[y_1 = 7{,}3^m$:	$x = 6300$ km];
Irkutsk:	$[y_1 = 8{,}3^m$:	$x = 7300$ km];
Hamburg:	$y_1 = 8{,}5^m$:	$x = 7500$ km;
Potsdam:	$y_1 = 8{,}5^m$:	$x = 7500$ km;
Strassburg:	$y_1 = 9{,}0^m$:	$x = 8000$ km;
Ógyalla:	$y_1 = 9{,}0^m$:	$x = 8000$ km;
Padua:	$y_1 = 9{,}3^m$:	$x = 8300$ km;
San Fernando:	$y_1 = 9{,}8^m$:	$x = 8800$ km;
Laibach:	$y_1 = 9{,}3^m$:	$x = 8300$ km;
Florenz:	$y_1 = 10{,}4^m$:	$x = 9400$ km;
Quarto Castello:	$y_1 = 9{,}5^m$:	$x = 8500$ km;
Giaccherino:	$y_1 = 10{,}6^m$:	$x = 9600$ km;
Pola:	$y_1 = 9{,}4^m$:	$x = 8400$ km;
Rocca di Papa:	$y_1 = 9{,}6^m$:	$x = 8600$ km;
Isola d'Ischia:	$y_1 = 9{,}8^m$:	$x = 8800$ km;
Catania:	$y_1 = 10{,}1^m$:	$x = 9100$ km;
Tiflis:	$[y_1 = 11{,}5^m$:	$x = 10500$ km];
Taschkent:	$y_1 = 9{,}9^m$:	$x = 8900$ km;
Calcutta:	$[y_1 = 9{,}7^m$:	$x = 8700$ km].

Digitized by Google

Auffallend ist der frühe Anfang der Registrierung in Manila ($13^h\ 24^m\ 54^s$), da Manila von dem angegebenen Epizentrum ebensoweit entfernt ist wie die italienischen Stationen. Der für Kapstadt gegebene Anfang ($13^h\ 16{,}1^m$) bezieht sich entweder auf ein unbedeutendes Beben in der Nähe dieser Station oder beruht auf einem Irrtum.

11. Erdbeben vom 19. Juli: Athen: $18^h\ 10^m\ 38^s$. Tabelle Nr. 11.

Das Beben wurde gefühlt in Cairo, Tantah (Ägypten) und Athen (Intensität: I [Rossi-Forel]). Aus den mikroseismischen Beobachtungen folgt für

Catania: $y_1 = 103^s$, also nach Omori [$14{,}7\ y_1^s = x$ km] $x = 1514$ km;
Tiflis: $y_{1,2} = 4{,}5^m$, also nach der zweiten Láska'schen Regel $x = 1500$ km;
Florenz: $y_{1,2} = 5{,}7^m$: $x = 1900$ km;
Padua: $y_{1,2} = 5{,}6^m$: $x = 1870$ km;
Leipzig: [$y_1 = 4{,}1^m$, also nach der ersten Láska'schen Regel $x = 3100$ km];
Strassburg: $y_1 = 3{,}6^m$: $x = 2600$ km,
$y_{1,2} = 7{,}2^m$: $x = 2400$ km;
Göttingen: $y_1 = 3{,}8^m$: $x = 2800$ km.

In Übereinstimmung mit den makroseismischen Nachrichten weisen diese Epizentralentfernungen, mit Ausschluss der für Leipzig, auf ein Epizentrum westlich von Cypern, südöstlich von Rhodos im levantinischen Meer hin.

12. Erdbeben vom 6. August: Tiflis: $3^h\ 49{,}1^m$. Tabelle Nr. 12.

Die Tatsache, dass Tiflis das Beben am frühesten registrierte und dass hier $1{,}3^m$ nach Beginn ein Maximalausschlag von 122,5 mm (v. Rebeur-Ehlert'sches Pendel) erfolgte, lässt auf ein Beben schliessen, dessen Epizentrum nicht sehr entfernt von Tiflis gelegen war. Aus den mikroseismischen Daten folgt nach Láska für

Taschkent: [$y_1 = 4{,}5^m$: $x = 3500$ km],
$y_{1,2} = 6{,}9^m$: $x = 2300$ km;
Jurjew: [$y_1 = 4{,}8^m$: $x = 3800$ km],
$y_{1,2} = 6{,}9^m$: $x = 2300$ km;

Digitized by Google

Caggiano:	[y_1	$= 4{,}8^m$: $x = 3800$ km],
	$y_{1,2}$	$= 7{,}6^m$: $x = 2530$ km;
Catania:	[y_1	$= 6{,}1^m$: $x = 5100$ km],
	$y_{1,2}$	$= 10{,}5^m$: $x = 3500$ km;
Rocca di Papa:	y_1	$= 4{,}3^m$: $x = 3300$ km,
	$y_{1,2}$	$= 7{,}7^m$: $x = 2570$ km;
Padua:	y_1	$= 4{,}4^m$: $x = 3400$ km;
Leipzig:	[y_1	$= 5{,}0^m$: $x = 4000$ km],
	$y_{1,2}$	$= 8{,}6^m$: $x = 2870$ km;
Potsdam:	y_1	$= 4{,}3^m$: $x = 3300$ km;
Florenz:	y_1	$= 4{,}3^m$: $x = 3300$ km,
	$y_{1,2}$	$= 8{,}3^m$: $x = 2770$ km;
Göttingen:	y_1	$= 4{,}7^m$: $x = 3700$ km;
Strassburg:	y_1	$= 4{,}7^m$: $x = 3700$ km,
	$y_{1,2}$	$= 9{,}9^m$: $x = 3300$ km.

Unter Ausschaltung der in [] stehenden Werte führen die aus der Dauer der ersten Vorphase berechneten Epizentralentfernungen auf ein Epizentrum im südlichen kaspischen Meer, nördlich vom Elburs; darauf führt auch die für Catania aus der Dauer der gesamten Vorphase berechnete Distanz. Die übrigen Epizentralentfernungen (7 gegen 7) führen in das Gebiet des Wan Sees. Es ist also in diesem Falle eine genaue Lokalisierung des Epizentrums nicht möglich. Vielleicht liegt es auch in dem seismisch sehr regen Aserbeidjan (Nordpersien), zwischen dem kaspischen Meer und dem Wan See.

13. Erdbeben vom 11. August: Athen: $4^h\ 35^m\ 42^s$. Tabelle Nr. 13.

Das Beben wurde in Griechenland, Dalmatien, Italien, Malta, Alexandrien, Cairo gefühlt. Die grösste Intensität wurde auf der Insel Kythera erreicht (IX. Grad Rossi-Forel).

Die frühesten Anfänge der Registrierungen finden sich in Athen, Zante, Messina, Catania, Mineo, Caggiano, Ischia, Bukarest, Cairo und Rocca di Papa.

Es ist nach Láska für

Cairo:	y_1	$= 2{,}0^m$: $x = 1000$ km;
Pola:	y_1	$= 2{,}2^m$: $x = 1200$ km;
Florenz:	y_1	$= 2{,}3^m$: $x = 1300$ km;
Quarto Castello:	[y_1	$= 2{,}0^m$: $x = 1000$ km];

Digitized by Google

Padua:	[$y_1 = 2{,}8^m$: $x = 1800$ km];
Ógyalla:	$y_1 = 2{,}6^m$: $x = 1600$ km;
Strassburg:	$y_1 = 3{,}1^m$: $x = 2100$ km,
	[$y_{1,2} = 8{,}4^m$: $x = 2800$ km];
Leipzig:	$y_1 = 3{,}1^m$: $x = 2100$ km,
	[$y_{1,2} = 7{,}6^m$: $x = 2530$ km];
Potsdam:	$y_1 = 3{,}3^m$: $x = 2300$ km;
Göttingen:	$y_1 = 3{,}2^m$: $x = 2200$ km;
Jurjew:	[$y_1 = 4{,}0^m$: $x = 3000$ km],
	[$y_{1,2} = 6{,}9^m$: $x = 2300$ km];
Pavlosk:	$y_1 = 4{,}0^m$: $x = 3000$ km;
Edinburg:	$y_1 = 4{,}0^m$: $x = 3000$ km.

Unter Ausschaltung der in [] stehenden Werte führen die aus der Dauer der ersten Vorphase berechneten Epizentralentfernungen nach Kythera und den westlich und südlich dieser Insel gelegenen Teil des mittelländischen Meeres. Die Epizentraldistanzen für Ógyalla, Strassburg, Leipzig, Potsdam, Göttingen, Pavlosk führen etwas weiter nach Süden als die sich für Cairo, Pola und Florenz ergebenden Entfernungen. Jurjew ist ca. 2600 km von Kythera entfernt.

14. Erdbeben vom 12. September: Catania $23^h\,08^m\,45^s$. Tabelle Nr. 14.

Das Beben wurde in Catania und Messina gefühlt. Im Bollettino d. Soc. Sism. Ital. wird die Vermutung ausgesprochen, dass das Epizentrum im ionischen Meer oder zwischen Sizilien und Afrika gelegen sei. Die frühesten Anfänge der Registrierungen finden sich in Catania ($23^h\,08^m\,45^s$), Ischia ($23^h\,08^m\,45^s$) und Rocca di Papa ($23^h\,08^m\,48^s$).

Es ist für

Catania:	$y_{1,2} = 37^s$,	also nach Stiattesi [5,34 $y_{1,2}{}^s + 38$ km]	$x = 256$ km;
Ischia:	$y_1 = 45^s$,	also nach Omori [14,7 $y_1{}^s = x$ km]	$x = 662$ km;
Rocca di Papa:	$y_1 = 43^s$,	also nach Omori	$x = 630$ km;
Florenz:	$y_1 = 65^s$,	„ „ „	$x = 960$ km;
Quarto Castello:	$y_1 = 60^s$,	„ „ „	$x = 880$ km;
Pola:	$y_1 = 60^s$,	„ „ „	$x = 880$ km;
Padua:	$y_1 = 75^s$,	„ „ „	$x = 1100$ km;

Digitized by Google

Strassburg:	$y_1 = 110^s$,	also	nach	Omori	$x = 1620$ km,
	$[y_{1,2} = 3{,}6^m$,	also	nach	Láska	$x = 1200$ km];
Leipzig:	$y_1 = 134^s$,	also	nach	Omori	$x = 1970$ km;
Göttingen:	$y_1 = 134^s$,	„	„	„	$x = 1970$ km;
Hamburg:	$y_1 = 150^s$,	„	„	„	$x = 2200$ km.

Diese Epizentralentfernungen führen übereinstimmend in den südlich von Calabrien und östlich der Südspitze Siziliens gelegenen Teil des ionischen Meeres. Die Distanzen für Leipzig, Göttingen und Hamburg führen etwas weiter nach Süden als die der übrigen Stationen, etwa in die Breite des 35°.

15. Erdbeben vom 10. Dezember: Taschkent: $17^h 05{,}5^m$. Tabelle Nr. 15.

Der Beginn der Registrierung war in Taschkent $17^h 05{,}5^m$ (Pendel von Zöllner-Repsold); Tiflis $17^h 08^m 27^s$ (Pendel von Cancani); Bombay $17^h 07{,}3^m$ (Pendel von Milne); Kodaikânal (Madras) $17^h 08{,}6^m$ (Pendel von Milne). In Irkutsk liegt der Anfang erst bei $17^h 12{,}2^m$ (Pendel von Zöllner-Repsold), in Krasnoiarsk bei $17^h 22{,}0^m$ (Pendel von Bosch). Aus den mikroseismischen Daten folgt ferner nach Láska für

Taschkent:	$y_{1,2} = 3{,}8^m$:	$x = 1270$ km;
Tiflis:	$y_{1,2} = 9{,}4^m$:	$x = 3130$ km;
Kodaikânal (Madras):	$[y_1 = 4{,}1^m$:	$x = 3100$ km];
Potsdam:	$y_1 = 6{,}5^m$:	$x = 5500$ km;
Rocca di Papa:	$y_1 = 6{,}6^m$:	$x = 5600$ km,
	$y_{1,2} = 14{,}9^m$:	$x = 4970$ km;
Padua:	$y_{1,2} = 16{,}0^m$:	$x = 5330$ km;
Catania:	$y_{1,2} = 18{,}1^m$:	$x = 6030$ km;
Göttingen:	$y_1 = 7{,}3^m$:	$x = 6300$ km;
Florenz:	$y_1 = 7{,}4^m$:	$x = 6400$ km;
Strassburg:	$[y_1 = 7{,}9^m$:	$x = 6900$ km],
	$[y_{1,2} = 13{,}4^m$:	$x = 4470$ km];
San Fernando:	$y_1 = 8{,}6^m$:	$x = 7600$ km.

Diese Epizentralentfernungen, unter Ausschluss der für Kodaikânal und Strassburg, führen in den westlichen Teil des Himalaya, nach Kaschmir, in Übereinstimmung mit der Tatsache, dass Taschkent, Tiflis, Bombay und Kodaikânal das Beben zuerst registrierten. Kaschmir hat von Strassburg eine Entfernung von 5700 km. Die Epizentral-

Digitized by Google

entfernungen für Göttingen und Florenz führen etwas weiter nach Osten, bis nach Nepal.

16. Erdbeben vom 28. Dezember: Manila: $2^h\,58^m\,47^s$. Tabelle Nr. 16.

Das Beben-wurde im Osten von Mindanao und auf der Nordostspitze von Celebes gefühlt. Die Intensität IX (Rossi-Forel) wurde an der Südostküste von Mindanao in Mati erreicht, nicht weit davon in Davao die Intensität VIII und in Caraga die Intensität VII. In Tondano (Celebes) war die Erschütterung nur leicht.

Für die einzelnen Stationen ergeben sich nach Láska folgende Epizentralentfernungen:

Kodaikânal (Madras):	[$y_1 = 7{,}2^m$:	$x = 6200$ km];
Taschkent:	$y_{1,2} = 21{,}6^m$:	$x = 7200$ km;
Honolulu:	$y_1 = 9{,}0^m$:	$x = 8000$ km,
	[$y_{1,2} = 20{,}8^m$:	$x = 6900$ km];
Tiflis:	$y_1 = 10{,}4^m$:	$x = 9400$ km;
Jurjew:	$y_1 = 11{,}7^m$:	$x = 10700$ km,
	[$y_{1,2} = 33{,}6^m$:	$x = 11200$ km];
Potsdam:	$y_1 = 12{,}4^m$:	$x = 11400$ km,
	[$y_{1,2} = 36{,}0^m$:	$x = 12000$ km];
Leipzig:	[$y_1 = 9{,}8^m$:	$x = 8800$ km],
	$y_{1,2} = 32{,}4^m$:	$x = 10800$ km;
Göttingen:	[$y_1 = 10{,}4^m$:	$x = 9400$ km],
	$y_{1,2} = 33{,}9^m$:	$x = 11300$ km;
Padua:	[$y_1 = 11{,}4^m$:	$x = 10400$ km],
	[$y_{1,2} = 37^m$:	$x = 12300$ km];
Strassburg:	[$y_1 = 10{,}2^m$:	$x = 9200$ km],
	$y_{1,2} = 34^m$:	$x = 11300$ km.

Nach den makroseismischen Nachrichten ist zu schliessen, dass das Epizentrum im Pazifik nahe der Südostküste von Mindanao gelegen ist. Die aus den mikroseismischen Daten berechneten Epizentralentfernungen lassen eine genaue Lokalisierung des Epizentrums nicht zu. Nur die sich aus der Dauer der ersten Vorphase nach Láska für Honolulu, Tiflis, Jurjew und Potsdam und aus der Dauer der gesamten Vorphase für Taschkent, Leipzig, Göttingen und Strassburg ergebenden Distanzen stimmen mit der oben angenommenen Lage des Epizentrums ungefähr überein.

Digitized by Google

Anhang.

Liste der bei der Zusammenstellung der Tabellen gebrauchten Quellen.

1. Belgien:

Bulletin Mensuel de la Station Géophysique d'Uccle. (Prof. E. Lagrange).

2. Deutschland:

1. Monatsberichte der Hauptstation f. Erdbebenf. i. Strassburg i. E. und die Originalseismogramme.

2. Berichte der in Leipzig registrierten Fernbeben und Pulsationen (Fr. Etzold).

3. Mitteilungen der Hauptstation f. Erdbebenf. in Hamburg. (Dr. R. Schütt).

4. Seismische Registrierungen in Göttingen. (Dr. G. v. d. Borne).

3. Grossbritannien:

British Association for the Advancement of Science: Circulars issued by the Seismological Committee.

4. Italien:

Bollettino della Società Sismologica Italiana, Vol. X. 1904—1905.

5. Japan:

Berichte der deutschen Konsularbehörde: Veröffentlichungen der Meteorologischen Zentralstation in Tokio.

6. Österreich:

1. Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1903. (Prof. P. Franz Schwab; Mitt. d. Erdbebenkom. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, N. F. XXVI.).

2. Erdbebenstörungen zu Triest (E. Mazelle) (l. c. N. F. XXX.).

3. Jahrbuch der meteorol., erdmagn. und seismischen Beobachtungen. Pola 1904 (N. F. VIII. Band).

4. Resultate d. an d. k. k. Sternwarte in Krakau angestellten meteorolog. Beobachtungen etc. 1903.

Digitized by Google

7. Russland:

Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente, Année 1903.

8. Spanien:

Boletin Mensual del Observatorio de Granada: Año 1 = 1903.

9. Ungarn:

Die Erdbeben in Ungarn im Jahre 1903. von A. Réthly. (K. Ung. Reichsanstalt f. Meteorologie und Erdmagnetismus).

10. Vereinigte Staaten von Amerika:

1. Bulletin of the Philippine Weather Bureau (January-December 1903).

2. Monthly Weather Review, Vol. XXXI, 1903. Washington 1904.

3. Records of Seismographs in North America and the Hawaiian Islands. Nr. 1. (Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, June 1905).

II. Teil.

Die geographische Verbreitung und erdwissenschaftliche Bedeutung der Epizentren der Beben des Jahres 1903.

Dieser Hauptteil der Arbeit zerfällt in sieben Abschnitte. In den ersten sechs Abschnitten werden die seismischen Verhältnisse der fünf Erdteile, der Antarktis und des Pazifik beleuchtet. Natürliche Einheiten der Kontinente bilden die Unterabteilungen. Im letzten Abschnitt wird als Schluss der Arbeit eine kurze Zusammenfassung des in den vorhergehenden Kapiteln Gesagten gegeben.

Um eine bessere Übersicht über die geographische Verbreitung zu gewinnen, sind die Epizentren, resp. Schüttergebiete in eine Weltkarte eingetragen, die sich als Beilage zu dieser Arbeit findet.

A. Europa.

1. Norwegen und Schweden.

Norwegen. Im Jahre 1903 traten vornehmlich in drei voneinander getrennten Gebieten Norwegens Erdbeben auf: in Helgeland und Salten, im Gebiete des Nordfjord und Söndfjord und in der Umgegend von Mandal westlich von Kristiansand.

Digitized by Google

In Helgeland und Salten fand am 30. August ein Beben von unbedeutender Intensität, aber ausgedehnter Schütterfläche statt. Es erstreckte sich von Lurö und Lovunden in nordöstlicher Richtung bis an den Saltenfjord. Auch die Beben im Gebiete des Nordfjord und Söndfjord waren von geringer Stärke (u. a. am 19. Januar, 1. Februar, 12. April). Das Beben in der Umgegend von Mandal am 11. November zeichnete sich dagegen durch etwas grössere Intensität aus bei ganz geringer Ausdehnung des Schüttergebietes.

Die erwähnten Distrikte gehören zu den häufig erschütterten Gebieten Norwegens und zwar zu dem nordwest- und südnorwegischen Erdbebengebiet[1]). Bemerkenswert sind ausserdem ein am 20. Oktober in Borge auf den Lofoten wahrgenommener Stoss, sowie zwei schwache Stösse am 10. Mai in Mjöndalen bei Drammen südwestlich von Kristiania.

Die Erdbeben des Jahres 1903 gehören wie die der früheren Jahre ausschliesslich der Küstenstrecke an und lassen schon deshalb einen ursächlichen Zusammenhang mit der Fjordbildung vermuten. Die Ansicht, dass diese letztere und die seismischen Erscheinungen Norwegens in einem genetischen Verhältnis zueinander stehen, findet nach de Montessus[2]) darin eine Unterstützung, dass von der Murmanküste, welche dieselbe geologische Beschaffenheit hat wie die norwegische Küste, im Gegensatz zu ihr aber keine Fjorde besitzt, Erdbeben nicht bekannt sind. Nach Deckert[3]) besteht auch an der Küste von Maine ein Zusammenhang zwischen der dort herrschenden Seismizität und der Fjordbildung. Kolderup hält eine Aufwärtsbewegung der norwegischen Küste für fraglich, da für die Gegenwart eine Hebung der Küstenlinie nicht nachgewiesen ist. Suess hat überhaupt eine Aufwärtsbewegung der Festländer in Abrede gestellt und vor allen Dingen historische Fortschritte in den vertikalen Bewegungen der einzelnen Schollen unserer Erde als nicht nachweisbar dargetan, hält es aber dennoch nicht für ausgeschlossen, dass, wenn auch selten, lokale Hebungen und Senkungen von Küstengebieten dort eintreten können, wo Dislokationen an den Meeresstrand herantreten. Die Existenz solcher Dislokationen in den habituellen Schüttergebieten an der norwegischen Küste ist wahr-

[1]) Jordskjaelv i Norge 1903. (Bergens Museums Aarbog 1903, Nr. 15) und Kolderup, Erdbebenf. in Norwegen im XIX. Jahrh. (Beitr. zur Geophysik, Ergänzungsbd. I).

[2]) M. B. Trembl. p. 38.

[3]) Deckert, Erdb. N. p. 367 ff.

Digitized by Google

scheinlich, muss aber im einzelnen durch eingehende geologische Erforschung erst nachgewiesen werden.

Für das sehr unbedeutende und ganz lokale Beben von Mjöndalen am 10. Mai werden Verwerfungen von Bedeutung gewesen sein, die im Zusammenhang stehen mit den durch den Kristianiafjord und die Seen nördlich von Kristiania angezeigten Grabenbrüche im Granitmassiv des südlichen Norwegens.

Es ist erst von der Zukunft zu erwarten, dass sich genaue Beziehungen zwischen den Erdbeben und bestimmten Störungslinien in den verschiedenen Formationen Norwegens aufdecken lassen; bisher konnte nur festgestellt werden, dass die Beben in gleicher Weise in den Gebieten aus der Urgebirgsformation und der Silurformation stattfinden. Einem eingehenden Studium über die Genesis der Erdbeben stehen freilich hier infolge der geringen Volksdichte grosse Schwierigkeiten im Wege, insofern dadurch die makroseismischen Nachrichten oft empfindliche Lücken haben werden.

Schweden. In Schweden ereigneten sich im Jahre 1903 Erdbeben in vier von einander getrennten Gebieten: am 3. Januar und am 4. Oktober in Umeå und dem nordnordöstlich benachbarten Gebiet, am 11. April in Husby (Upland) und Umgegend, am 26. August im nördlichen Teil von Örebro und den angrenzenden Distrikten, und am 19. September in dem Gebiet zwischen dem Wetter See und Linköping.

Die in Umeå und Upland beobachteten Beben, von denen das letztere so stark war, dass die Leute erschreckt auf die Strasse stürzten, hängen mit der Bewegung einzelner Teile der Küste des bottnischen Meerbusens zusammen. Die Beben sind durchaus auf das Küstengebiet beschränkt. — Das Schüttergebiet des Bebens von Umeå lag ganz im Gebiet der Gneisformation, das des Uplander Bebens im Granitterrain. Das Beben im nördlichsten Teil von Örebro fand vornehmlich in einem Gebiet aus archäischem Schiefer und „Hälleflinte" statt, an welches teils Granit-, teils Gneismassen grenzen.

Es ist unmöglich, bestimmte Dislokationen als Ursache dieser Erschütterungen anzusprechen; es ist aber nicht unwahrscheinlich, dass sich auch hier solche Dislokationen werden nachweisen lassen, zumal schon jetzt das Vorhandensein mannigfacher Verwerfungen in den archäischen und postarchäischen Formationen, besonders in Schonen, dargetan worden ist[1]).

[1]) A. G. Högbom, Sur la Tectonique et l'Orographie de la Scandinavie. (Annales de Géographie 11e année.)

Digitized by Google

Das Beben am 19. September zwischen Linköping und dem Wetter See ist zweifellos von Bruchlinien ausgegangen, die im Zusammenhang mit dem grossen Grabenbruch des Wetter Sees stehen und die kambrisch-silurische Depression begrenzen, welche sich zwischen dem Wetter See und Linköping erstreckt und das Schüttergebiet des Bebens bildete.

2. Die Britischen Inseln.

In dem Gebiet der britischen Inseln sind besonders zwei Erdbeben des Jahres 1903 von Interesse. Das Beben vom 24. März in den Midland Counties hatte sein Epizentralgebiet am Südabhang des penninischen Gebirges nordwestlich von Derby, bei den Orten Ashborne und Wirksworth; seine Schütterzone erstreckte sich von Liverpool und Bradford bis über Birmingham und Leicester hinaus. Das Beben am 19. Juni ging aus von dem westlichen Teil der Grafschaft Carnavon im Nordwesten von Wales; es erschütterte ein Gebiet, das sich von Ravensdale und Wexford an der Ostküste Irlands bis zur Insel Man und bis nach Shrewsbury und Carmathen im Osten und Süden von Wales ausdehnte.

Das Derbybeben war nach der von Davison[1]) angestellten eingehenden Untersuchung und der von ihm eingeführten Bezeichnung ein Zwillingsbeben, indem an zwei voneinander getrennten Epizentren, von denen das eine in der Nähe von Ashborne, das andere in der Nähe von Wirksworth gelegen war, zu derselben Zeit, infolge derselben Ursache je ein Stoss ausgelöst wurde. Analoge Erscheinungen hat Davison[2]) anlässlich des Herefordbebens von 1896, der Pembrokebeben von 1892 und 1893 und des Leicesterbebens von 1893 festgestellt. Der Ursprung des Bebens am 24. März 1903 ist nach Davison in einer von N. 33° O. nach S. 33° W. bei dem Dorfe Hognaston verlaufenden nach Nordwest einfallenden Verwerfung zu suchen. Eine solche Verwerfung ist bisher nicht bekannt; man wird daher zu der Annahme gezwungen, dass sie sich entweder verliert, bevor sie die Oberfläche erreicht, oder dass sie durch die Bodenbedeckung dem Auge entzogen ist. Doch ist ihr Vorhandensein darum nicht weniger wahrscheinlich, da aus der Umgebung von Hognaston

[1]) Ch. Davison, The Derby Earthquake of March 24th and May 3rd 1903. und The Caernavon Earthquake of June 19th 1903 and its accessory shocks. (Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London, Vol. 60, 1904.)

[2]) Ch. Davison, On the British Earthquakes of the Years 1889—1900. (Beitr. zur Geophysik V, 1903.)

Digitized by Google

mehrere andere Verwerfungen im Kohlenkalkstein wohl bekannt sind. Der Verschiebung der Ränder der Verwerfung in den beiden Epizentren am 24. März folgte dann am 3. Mai eine Verrückung ihrer zwischen diesen beiden Herden liegenden Teile nach; denn das Epizentrum des am 3. Mai eintretenden Nachbebens lag zwischen den beiden Epizentren des Hauptbebens. Das in Rede stehende Gebiet gehört nicht mehr zur Zone der caledonischen Faltungen, sondern besteht vorwiegend aus karbonischen Sedimenten, welche gegen den caledonischen Gebirgszug gehoben und dabei stark disloziert worden sind.

Das zweite oben erwähnte Beben gehört dagegen dem Gebiet an, welches von den Trümmern des caledonischen Gebirges eingenommen wird. Sein von der Isoseiste des VII. Grades (Rossi-Forel) umschlossenes Epizentralgebiet hat die Gestalt einer Ellipse, deren grosse Achse ungefähr zusammenfällt mit der Verwerfung, die sich von Aber nach Dindle nordwestlich von Penygroes hinzieht, an der nach Nordwesten zu die Silurschichten stellenweise um 2000—3000 Fuss und um 4000—5000 Fuss abgesunken sind. Die Ursache des Bebens ist in einer Bewegung der beiden Seiten dieser Verwerfungsspalte zu suchen; es muss dann aber angenommen werden, dass die Verwerfung unterseeisch eine Fortsetzung hat, parallel der Küste zwischen Clynnog und Nevin, da die grosse Achse des Epizentralgebietes diesen Verlauf hat. Einige Nachbeben strahlten noch von einzelnen Punkten dieser Dislokation aus.

Ein unbedeutendes, am 1. Juli in Bala (Merioneth, Wales) stattgefundenes Beben steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit der sogenannten Bala Dislokation[1]), die das Bergland bei Bala durchsetzt.

3. Mitteleuropa.

In Mitteleuropa mit Ausschluss der Alpenländer interessieren uns hinsichtlich der Erdbeben des Jahres 1903 neben kleineren Gebieten besonders das Vogtland und das Erzgebirge mit den sächsischen, bayerischen und böhmischen Nachbargebieten, der oberrheinische Grabenbruch und Südwürttemberg mit Hohenzollern.

Vogtland und Erzgebirge. Das Vogtland und das Erzgebirge waren, wie schon oft, so auch 1903 der Schauplatz eines

---

[1]) Ch. Davison, Bala Earthquake, July 1, 1903. (Geol. Magazine, London 1904, p. 539.)

Digitized by Google

sich durch längere Zeit hinziehenden Erdbebenschwarmes[1]). Schon am 8. und 26. Januar wurden im oberen Egertal und im Röslautal Erderschütterungen wahrgenommen, welche, da sie in das vogtländisch-erzgebirgische Schüttergebiet fallen, als lokale Vorläufer des grossen Bebenschwarmes gelten können und in den unten zu erörternden geologisch-tektonischen Verhältnissen des Vogtlandes und seiner Nachbargebiete ihre Erklärung finden. Der grosse Bebenschwarm ereignete sich vom 13. Februar bis zum 18. Mai; doch wiederholten sich sporadische Erdstösse an verschiedenen Orten des Schüttergebietes das ganze Jahr hindurch. Das Maximum wurde in den Tagen vom 5. bis zum 9. März erreicht. Einige der in diesem Zeitraum sich ereignenden Stösse hatten die Intensität VI—VII der Skala Rossi-Forel und machten sich noch in Dresden, Leipzig, Erfurt, Bamberg, Regensburg, Straubing und Leitmeritz fühlbar, der Stoss am 6. März $4^h\ 57^m$ (M. Gr. Z.) sogar in Passau, Pilsen und Prag.

Das Epizentralgebiet dieses Erdbebenschwarms erstreckt sich quer über das Elstergebirge von Asch nach Graslitz in nordöstlicher Richtung, parallel dem grossen erzgebirgischen Bruchrande, dem es im Nordwesten vorgelagert ist. Im Südwesten wird es durch die über Haslau und Asch verlaufende Böhmerwalddislokation begrenzt. Im einzelnen lassen sich noch drei engere Epizentralbezirke in diesem Gebiet unterscheiden, nämlich der von Asch und Brambach, der von Markneukirchen und der von Graslitz und Untersachsenberg; doch können tektonische Störungen in ihnen, die zusammen das chronische vogtländische Epizentralgebiet bilden, an der Oberfläche nicht nachgewiesen werden. Je nach dem Masse der in den Herden dieser drei Epizentralbezirke in getrennter oder vereinter Tätigkeit ausgelösten seismischen Energie breitete sich die Erschütterung über ein kleineres oder grösseres Gebiet aus. Bei dem Bebenschwarm des Jahres 1903 traten ausser der Epizentralzone vier Schüttergebiete deutlich heraus, das chronisch vogtländische, von den Orten Asch, Ölsnitz, Lengenfeld, Schönheide begrenzt, das weitere vogtländische, von Hof und Greiz bis Eger und Johanngeorgenstadt reichend, das weitere vogtländisch-erzgebirgische, sich von Hof in der Richtung des Erzgebirges bis nach Dresden erstreckend, und das vogtländisch-erz-

[1]) H. Credner, Der vogtländische Erdbebenschwarm, 1903. (Nr. VI, XXVIII. Bd. d. Abh. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss., Leipzig 1904). — Ders., Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889—1897. (Nr. IV, XXIV Bd. etc.) — Reindl, Das Erdbeben am 5. und 6. März 1903. (Geognost. Jahresh., 16. Jahrg., München 1905.)

Digitized by Google

gebirgisch-bayerische Schüttergebiet, über welches sich in der bereits angegebenen Ausdehnung einige Stösse am 5. und 6. März ausbreiteten, zu dem daher auch ein bedeutender Teil des nordwestlichen Böhmens zu rechnen ist. Die beiden letzten Schüttergebiete finden an ihrem nordöstlichen Ende eine scharfe Grenze an der grossen Lausitzer Dislokation, die sich in gebrochener Linie von Sebnitz am Nordrande der sächsischen Schweiz über Loschwitz bei Dresden bis nördlich von Meissen hinzieht.

Es muss aber besonders betont werden, dass durchaus nicht alle wahrgenommenen Erschütterungen von der Epizentralzone zwischen Asch und Graslitz ausgingen, sondern dass an vielen Orten der erwähnten Schüttergebiete selbständige Beben auftraten, eine Erscheinung, welche, wie Credner ausführt, zeigt, „dass die Ursächlichkeit des Erdbebenschwarmes weder zeitlich noch örtlich eine engbegrenzte war, sondern sich auf den grössten Teil der Gebirgsmasse erstreckte, in der die Systeme des Erzgebirges, Thüringer Waldes, Fichtelgebirges uud Böhmerwaldes zusammenstrahlen."

Sehen wir aber von den wenigen besonders starken Stössen am 5. und 6. März ab, so zeigt sich doch das Vogtland und das Erzgebirge mit seiner sächsischen Abdachung und seinem böhmischen Bruchrande besonders stark seismisch erregt. Die Erklärung hierfür finden wir in der Entwickelungsgeschichte dieses Massives. Die Emporfaltung des Erzgebirges fällt an das Ende der Karbonzeit zusammen mit der Aufrichtung des gewaltigen variscischen Gebirgssystems, zu dem das Erzgebirge gehört. Hand in Hand mit der Faltung ging die Bildung von Dislokationen des paläozoischen Materials, von denen Sachsen und besonders das eigentliche Vogtland regellos durchzogen sind. Das Vogtland befindet sich gerade in dem vom erzgebirgischen und thüringischen Faltensystem gebildeten Winkel, so dass es von zwei Seiten dem Gebirgsdruck der Faltungen ausgesetzt war. An den Faltungsprozess schliesst sich aber auch eine vertikale Aufwärtsbewegung, welche mit Unterbrechungen bis in das Tertiär dauerte, den scharfen Bruchrand nach Böhmen ausbildete und Anlass gab zu reichlichen Ergüssen eruptiver Massen. Wir finden Porphyr südöstlich von Leipzig, bei Meissen, bei Teplitz, zwischen Pilsen und Prag, Basalt östlich von Karlsbad und östlich von Teplitz. Die zahlreichen heissen Quellen im Egertal reden noch heute zu uns als Zeugen dieser starken eruptiven Tätigkeit, die vielleicht bis zum Beginn des Diluviums angehalten hat. Das dichte Netz der durch die Mannigfaltigkeit dieser Vorgänge seit dem Karbon hervorgerufenen Bruchlinien

Digitized by Google

bildet den Ausgangspunkt der Erschütterungen in diesen Gebieten, in denen noch jetzt weitere Dislokationen, Senkungen, vielleicht auch Hebungen vor sich gehen.

Riesengebirge: Das in Schwarzenthal und Umgebung am böhmischen Abhang des Riesengebirges am 28. August beobachtete Beben ist von lokalen Verwerfungen ausgegangen, die im Zusammenhang stehen mit den die Sudeten an ihrer südwestlichen Abdachung begleitenden Störungslinien. Hier kommt insbesondere die wichtige Dislokation in Betracht, welche durch den Oberlauf der östlich von Schwarzenthal fliessenden Aupa vorgezeichnet ist und in deren Umgebung auch ihrer Richtung parallel laufende Spalten nachgewiesen worden sind [1]).

Oberrheinische Tiefebene. Die Rheinpfalz war am 25. und 26. Januar und am 22. März der Schauplatz zweier heftiger Beben [2]). Das Epizentrum beider lag in der Gegend von Kandel, beide erstreckten sich auch in das gegenüberliegende Baden bis nach Ettlingen; das zweite, das stärkere, machte sich auch im nördlichsten Teil vom Elsass geltend, während die Erschütterungen des ersten Bebens noch in Speyer und Ludwigshafen verspürt wurden. Diese zwei Beben, wie auch die noch zu erwähnenden in der oberrheinischen Tiefebene sind mit allen ihren Vorgängern ein Zeichen dafür, dass der im Tertiär eingeleitete Prozess des Einbruchs der oberrheinischen Tiefebene noch weiter vor sich geht. Die beiden in Rede stehenden Beben sind vermutlich hervorgerufen worden durch Verschiebungen einzelner Schollen an Verwerfungen, die im Pfälzer Schüttergebiet sehr zahlreich sind. Bei dem Beben am 22. März schliesst J. Reindl aus der südöstlich-nordwestlichen Erstreckung des pleistoseisten Gebietes zwischen Karlsruhe und Landau auf das Vorhandensein eines Querbruches von südöstlich-nordwestlicher Richtung.

Das am 24. April in Strassburg i. E. gefühlte Beben war ganz auf die nächste Umgebung der Stadt beschränkt; es griff nur ein wenig in die rechtsrheinische Ebene über und fällt ganz in das

---

[1]) Laube, Das Erdbeben von Trautenau am 31. Jänner 1883. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Wien 1883, p. 331 ff.)

[2]) J. Reindl, Beiträge zur Erdbebenkunde in Bayern. (Sitzungsber. d. K. bayr. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl. 1903) und J. Reindl, Das Erdbeben am 22. März 1903 in der Rheinpfalz. (Geognost. Jahresh., 16. Jahrg., München 1905, p. 14 ff.)

Digitized by Google

„Strassburger Schüttergebiet“[1]). Dieses Beben, sowie der am 1. Februar in Wolfisheim bei Strassburg wahrgenommene Stoss wird von lokalen Verwerfungen ausgestrahlt sein, die zum System der rheinischen Mittelspalte gehören. Die am 20. April in Schutterwald bei Offenburg gefühlten Stösse werden auf Bewegungen an Spalten beruhen, die vom Bruchrande des Schwarzwaldes ausgehen.

Auch die Beben in Basel und Umgebung am 4. Februar und 25. Dezember fallen in ein habituelles Stossgebiet, von dem im Laufe der Jahrhunderte mehrere, zum Teil zerstörende Beben ausgegangen sind. Bei Basel stossen zwei verschiedene Gebirgssysteme, das oberrheinische und das des Juras zusammen. Die Umgebung ist daher sehr gestört; besonders deutlich ist die Rheinspalte hart am südlichen Schwarzwald ausgeprägt.

Württemberg und Hohenzollern. Ein sehr ausgedehntes Beben ereignete sich am Abend des 29. März in Württemberg und Hohenzollern und den angrenzenden Teilen Badens. Die Erschütterung wurde in Marbach am Neckar, im Norden von Stuttgart und in Waldshut am Rhein an der Südgrenze Badens, nach Osten bis zum Meridian von Stuttgart und im Westen bis Rippoldsau an der badischen Grenze verspürt. Die meisten Nachrichten liegen aus dem westlichen Teil von Hohenzollern und dem angrenzenden württembergischen Gebiet vor. In Hechingen besonders sind im Laufe des Jahres 1903 noch mehrere Erschütterungen bemerkt worden. Dieses um den Oberlauf des Neckars und der Donau gelegene Gebiet ist häufig der Schauplatz oft ausgedehnter, wenn auch an Intensität mässiger Beben. Das Beben am 29. März dürfte bei der Grösse seines Schütterareals ein tektonisches gewesen sein und in Beziehung stehen zu den Längen- und Querspalten, an welchen sich der treppenförmige Einbruch des schwäbisch-fränkischen Senkungsfeldes vollzog. Der Schönbuch und der Schurwald wird von einem System von Spalten in herzynischer Richtung durchzogen, während sich von Bebenhausen über Plochingen nach dem Hohenstaufen eine Störungslinie in erzgebirgischer Richtung erstreckt. Auch westlich und südlich von Hechingen sind zwei Verwerfungen vorhanden, von denen die eine in erzgebirgischer Richtung an Imnau vorbeizieht nach Rottenburg zu und die andere in herzynischer Richtung von Kirchberg

---

[1]) R. Langenbeck, Die Erdbebenerscheinungen in der oberrheinischen Tiefebene und ihrer Umgebung. (Geograph. Abhandl. a. d. Reichslanden Elsass-Lothringen, herausgeg. v. G. Gerland, Heft 2, 1895.)

Digitized by Google

nach Balingen verläuft. Hechingen liegt innerhalb des von ihnen gebildeten Winkels[1]).

Rhön. Die Erschütterung in der Rhön am 14. Dezember, die in dem Gebiet zwischen Vacha, Fulda und Brückenau wahrgenommen wurde, ist auf die gleichzeitig in Förde bei Siegen erfolgte Dynamitexplosion zurückzuführen[2]). Erdbebenähnliche (Luft-) Wirkungen übte diese Explosion auch in Göttingen und Umgebung aus; die seismischen Instrumente des Göttinger Geophysikalischen Instituts zeigten aber nicht die geringste Spur von Bewegungen des Erdbodens.

Ries. Erwähnenswert ist noch das am 11. August stattgefundene Beben im Ries, in Nördlingen und Umgegend. Nach den Untersuchungen von S. Günther und J. Reindl[3]) trug es rein sukkussorischen Charakter, d. h. es bestand lediglich aus einigen Vertikalstössen. Seine Entstehung ist aus der Natur des Ries zu begreifen und auf Einbrüche des durch die frühere vulkanische Tätigkeit gelockerten, den Untergrund des Ries bildenden Materials zurückzuführen.

Frankreich. Am 2. November machte sich ein an Intensität unbedeutendes Erdbeben in den Departements Vendée und Charente-Inférieure fühlbar. Die meisten makroseismischen Nachrichten sind aus dem zwischen La Roche-sur-Yon und La Rochelle liegenden Küstengebiet. An demselben Tage wurde auch ein Erzittern des Bodens in Bordeaux verspürt. Am 5. September war bereits in Rochefort eine Erschütterung bemerkt worden und, am 27. Oktober hatte ein Beben von der Intensität IV—V (Rossi-Forel) in La Rochelle stattgefunden.

Kommen vielleicht auch hier Bewegungen des Bodens in Betracht, wie man sie im Mündungsgebiet der Loire festgestellt hat, wo zur Tertiärzeit ein Meerbusen bestanden und noch zu einer wenig zurückliegenden Zeit eine Hebung stattgefunden hat?[4]).

Am 6. Februar wurden auf der Insel Molène und in Brest und Saint Brieuc (Bretagne) schwache Erschütterungen gefühlt, in Brest ausserdem am 30.? März und am 17. April. Diese Stösse, sowie die

---

1) Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden etc., nebst Erläuterungen. Bearbeitet von C. Regelmann, Stuttgart 1907.

2) G. v. d. Borne, Über die Verbreitung der durch die Dynamitexplosion in Förde in Westfalen verursachten Schallphänomene. (Erdbebenwarte IV, p. 1 ff.)

3) Seismologische Untersuchungen. (Sitzungsber. d. k. bayr. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 1903, p. 651 ff.)

4) M. B. Trembl., p. 57 ff.

Digitized by Google

am 19. November in Saint-Lô auf der Halbinsel Cotentin gefühlte Bodenbewegung sind vielleicht als unbedeutende Nachwirkungen einer postkarbonischen Faltung im alten Horste des nordwestlichen Frankreichs und der Entstehung des Ärmelkanals aufzufassen.

4. Die Alpen.

Mit den Alpen betreten wir ein Gebiet, welches eine weit höhere Seismizität zeigt als die bisher besprochenen Länder Europas. Die Alpen aber gehören auch zu den jüngsten Bildungen dieses Erdteils und wir werden erfahren, dass sich in allen den Gebieten, die den grossen Bewegungen zur Zeit der Alpenerhebung unterworfen waren, eine hohe Bebenfrequenz findet. Das gilt für Europa auch besonders von Italien. Der Faltungsprozess der Alpen erreichte im Miocän sein Maximum.

Aus den französischen Alpen ist ein Beben aus dem Jahre 1903 nicht zu erwähnen.

Schweiz. Aus der Schweiz aber liegen mehrere Nachrichten über Erderschütterungen vor. Am 26. September fand im südöstlichen Teil von Waadt ein zonales Transversalbeben statt[1]). Eine Erschütterung wurde in den Orten Clarens, Oron la Ville, Vevey, Mézières und Bercher bemerkt. Der Bebenbereich erstreckte sich zonenförmig in nordwestlicher Richtung, also quer zum Streichen des Gebirges, 31 km weit bei einer Breite von nur 3,5 km. Am 3. November wurden ebenfalls Erdstösse am oberen Genfer See in Vevey-Chillon und gleichzeitig auch in Orsières im Val d'Entremont südsüdöstlich vom Rhoneknie gefühlt. Einige Minuten später fand ein Beben auch in Clarens statt.

Wir werden es in beiden Fällen, am 26. September und am 3. November, mit tektonischen Beben zu tun haben; dafür spricht die relativ grosse Ausdehnung der Schütterfläche und im ersten Fall auch ihre ausgesprochen zonale Erstreckung quer zum Streichen der Faltenzüge. Ohne genauere Angaben über die Ursache machen zu können, werden wir in diesen Beben, wie in allen übrigen alpinen Erschütterungen tektonischen Ursprungs, Anzeichen von Gleichgewichtsschwankungen des jung gefalteten Gebirgssystems zu erblicken haben. In dem eben berührten Gebiet am Genfer See sind auch aus früheren Jahren Beben von

[1]) J. Früh, Handschriftliche Mitteilung a. d. Kaiserl. Hauptstat. f. Erdbebenforschung in Strassburg i. E.

Digitized by Google

grösserer Ausdehnung bekannt. Es ist ein Teil der stark dislozierten, von Molasse ausgefüllten Schweizer Hochebene.

Am 13. und 14. Juni und am 17. September wurde ein Teil von Mittel-Wallis erschüttert. Im Juni fanden schwache Stösse in Pramont und Zermatt statt, im September vornehmlich im Längstal der Rhone zwischen Sierre und Brieg und ausserdem noch in Lenk im Simmental des Berner Oberlandes. Das Beben am 17. September trägt nach den vorliegenden Nachrichten deutlich den Charakter eines Longitudinalbebens. Am 3. Januar ereignete sich ein Beben in den Glarneralpen; es liegen Meldungen vor aus Tamins, Chur, Ragatz im Rheintal, aus Flums und Walenstadt nahe dem Ostende des Walen Sees und aus Glarus im Linthtal, mithin aus dem Randgebiet des Gebirgsmassives, das im Südosten vom Rhein zwischen Tamins und Sargans und im Nordwesten vom Walen See und einem Teil der Linth umgrenzt wird. Von einer Epizentralregion kann hier nicht die Rede sein. Wie aber Früh[1]) in der Übersicht über die zwölfjährige Tätigkeit der schweizerischen Erdbeben-Kommission im Jahre 1892 ausführt, „gelang es nie, klar und zwanglos ein Epizentrum zu finden, etwa als gemeinschaftlicher Schnittpunkt der Stossrichtungen oder als Oberflächenprojektion eines in der Tiefe gelegenen Stosspunktes; vielmehr erfolgen die Erschütterungen von Zonen oder Flächen aus oder es wurde der grössere Teil des Erschütterungsgebietes wahrscheinlich primär bewegt.“ Auch in dem vorliegenden Falle erfasste vermutlich die das Beben verursachende Dislokationsbewegung gleichzeitig das ganze von den erschütterten Punkten umgrenzte Gebiet. Vom 19. Januar wird ein schwacher vertikaler Stoss aus Davos-Platz gemeldet, und am 11. Juli erbebte in Graubünden Parpan, Lenzerheide und Valbella nördlich von Chur. Unbedeutend und von geringer Ausdehnung waren auch die am 9. September in Pontresina, Silvaplana und Sils Maria im Oberengadin gespürten Erschütterungen. Ganz schwach war der Stoss auf Rigi-Klösterli am 14. September.

Vorarlberg und Tirol. Das Beben am 1. Februar im oberen Stanzer- und Klostertal zu beiden Seiten des Arlbergs, welches von Dalaas bis Flirsch wahrgenommen wurde, ist daher den Longitudinalbeben zuzurechnen.

Am 10. Juli stellten sich Erdstösse im oberen Inntal von Imst bis

[1]) J. Früh, Die Erdbeben der Schweiz in den Jahren 1888—91, p. 31. (Separatabdruck aus d. Annal. d. schweiz. meteor. Zentralanst., Jahrg. 1891.)

Digitized by Google

Schönwies und im Lechtal von Forbach bis Elbingenalpe ein. Das Inntal war auch sonst der Schauplatz leichter Erschütterungen, so am 11. Februar zwischen Telfs und Zirl, am 4. Juli in Hall und Umgebung und am 27. Dezember in Innsbruck, Brixlegg und Schwaz. Mit Ausnahme einer leichten Bodenbewegung in Enneberg südlich von Bruneck an der Rienz am 27. März ereigneten sich alle aus Deutsch-Tirol und Vorarlberg erwähnten Beben in bekannten Schüttergebieten[1]).

Das gilt auch von dem ausgedehnteren Beben am 14. Dezember das sich über einen grossen Teil von Tirol verbreitete und auch noch Oberbayern berührte. Es ging aus von der Unterinntaler und der Zillertaler Stosslinie und war im Inntal von Innsbruck bis Rattenberg, nordwärts noch in Wallgau und Kreuth in Bayern und südwärts im Zillertal und Wipptal bis nach Weitental am Pfundersbach fühlbar. Die am stärksten betroffenen Orte sind Stans, Jenbach, Brixlegg, Rattenberg, Strass, Fügen, Vorder- und Hinter-Steinberg und Alpach. Sie liegen mit Ausnahme der letzteren drei im Tal des Inn und der unteren Ziller. Im Maximum erreichte die Intensität den V. Grad der Rossi-Forel'schen Skala. Innerhalb des Bereiches dieses Bebens wurden bereits am 9. und 11. Dezember an einigen Orten Erdstösse wahrgenommen.

Mürztal. Aus dem östlichen Teil der Alpen liegt eine sehr grosse Zahl von Bebennachrichten vor; es würde jedoch zu weit führen, auch alle lokal beschränkten Erschütterungen zu erwähnen. Mehrere Beben aber beanspruchen besonderes Interesse, in erster Linie das ausgedehnte Beben am 20. März zu beiden Seiten des Semmerings in Obersteiermark und den angrenzenden Gebieten Niederösterreichs[2]). Das Epizentrum lag bei Mürzzuschlag auf der seismisch so hervorragend tätigen Mürzlinie. Die Intensität erreichte hier den VI. Grad der Skala Rossi-Forel. Die Mürzlinie wurde von Suess[3]) als wichtige Stosslinie erkannt; sie verläuft von Judenburg bis Bruck im Tal der Mur, weiterhin im Mürztal und endet jenseits des Semmering bei Gloggnitz, dort, wo das grosse Senkungsfeld von Wien und Wiener-Neustadt beginnt. Als Fortsetzung der im Streichen des Gebirges liegenden Mürzlinie tritt von Brunn bis Wien mit einer

---

[1]) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1903, p. 138.

[2]) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1903, p. 20 ff.

[3]) Suess, Die Erdbeben Nieder-Österreichs, p. 92 ff. (Math.-Nat. Kl. d. K. Akad. d. Wiss., XXXIII, Wien 1873.)

Digitized by Google

Beugung nach Nordnordosten die Termenlinie am östlichen Bruchrande der Kalkalpen gegen das Senkungsfeld auf. In dem Schüttergebiet des Bebens am 20. März treten die Mürzlinie und eine in Mürzzuschlag fast senkrecht zu ihr stehende Linie als die Richtungen auf, in denen sich die Erschütterung am stärksten fortpflanzte. Die äussersten Orte in der Richtung der Mürzlinie sind Pernegg und Mixnitz nahe der Mur und Deutschbrodersdorf nahe der Leitha. Auf der anderen Linie ist die Erschütterung ausgedehnter; sie reichte von Grein in Oberösterreich bis nach Hartberg an der ungarischen Grenze und vermutlich noch nach Ungarn hinein, da die Intensität in Hartberg noch recht bedeutend war. Die Linie Grein-Hartberg erscheint daher als Hauptachse des Schüttergebietes.

Von einzelnen Punkten der Mürzlinie strahlten wiederholt in früheren Jahren Erdbeben aus, besonders auch von Mürzzuschlag, ferner von Leoben, Bruck, Kapfenberg, Kindberg, Spital und Schottwien.

Krain. Bemerkenswert sind nächst dem eben behandelten Beben im Jahre 1903 besonders einige Erschütterungen in Krain[1]). Am 21. Mai erbebte das Jelovca Plateau nordwestlich von Laibach. Das Schüttergebiet erstreckte sich in N.-S.-Richtung über 30 km, in E.-W.-Richtung 20 km; die Intensität war unbedeutend. Die erschütterten Orte liegen am Rande des Jelovcaplateaus; Dislokationsbewegungen innerhalb desselben werden das schwache Beben verursacht haben. Verwerfungen und Spalten durchziehen das karnische und dinarische System der Südalpen westlich und nördlich von Laibach in grosser Mannigfaltigkeit. Insbesondere erscheinen auch die Ebenen im Norden und Süden von Laibach, denen wir uns jetzt zuzuwenden haben, als Einbruchsfelder[2]).

Der Südosten des Laibacher Savebeckens war am 15. Januar und 8. Mai der Schauplatz schwacher Erschütterungen. Am 15. Januar waren auch Erdstösse im Nordwesten und Westen in Woditz und Billichgratz, im Osten in Moräutsch und im Südosten mit verhältnismässig bedeutender Intensität in St. Marein, Polica und Weixelburg fühlbar, während das Beben am 8. Mai mit Ausnahme der Erschütterung in Moräutsch nur den südöstlichen Teil des Savebeckens betraf. Dieser Teil des Einbruchsfeldes ist ein habituelles Stossgebiet; von

1) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1903, p. 48 ff.

2) Fr. E. Suess, Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895, p. 610. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1896, Bd. 46, Wien 1897.)

Digitized by Google

1897 bis 1903 sind nicht weniger als 24 Beben von ihm ausgegangen. Die bereits erwähnte Tatsache, dass am 15. Januar die in St. Marein, Polica und Weixelburg wahrgenommenen Stösse im Vergleich zur Erschütterung im Epizentralgebiet eine bedeutende Stärke hatten, lässt den Berichterstatter vermuten, dass hier durch die Erdstösse im Savebecken ein Relaisbeben ausgelöst wurde, zumal auf Grund von Erschütterungen vergangener Jahre angenommen werden muss, dass bei St. Marein und Weixelburg ein besonderer seismischer Herd vorhanden ist, der auch früher schon in Beziehung zu dem Herd im Savebecken gestanden hat.

Ein ausgedehntes Beben tektonischen Ursprungs, dessen Epizentrum nordwestlich von Oberlaibach bei St. Jobst und Podlipa gelegen war, ereignete sich am 16. Februar. Die Maximalintensität betrug VI Grad der Rossi-Forel'schen Skala. Krain mit Ausnahme des äussersten Südosten und Süden, die angrenzenden Teile von Untersteiermark und Kärnten, Teile des Küstenlandes und Nordistrien wurden von ihm ergriffen. Das Epizentralgebiet gehört dem stark gefalteten und gestörten Berglande zwischen Oberlaibach und dem Pöllandertal an, von dem auch sonst Erdbeben ausgestrahlt sind. Diesem Beben folgten schwächere Nacherschütterungen an mehreren Orten des pleistoseisten Gebietes. Als Nachbeben ist auch die Erschütterung am 28. August zu betrachten, die sich in St. Jobst und Umgebung geltend machte und wahrscheinlich ist die unbedeutende Erschütterung am 28. März in Franzdorf, Loitsch, St. Veit von Dislokationen zwischen Franzdorf und St. Veit ausgegangen, die zu derselben Bruchzone gehören, in der das Epizentrum des Bebens vom 16. Februar gelegen ist.

Die leichten Beben am 30. Januar und 31. August führen uns etwas weiter nach Osten in die Landstrasser Ebene. Am 30. Januar erbebte die Gegend von Rann, Landstrass und Gurkfeld. Das pleistoseiste Gebiet liegt am Bruchrande des die Ebene im Südosten begrenzenden Uskoken Gebirges. Diese Erschütterung, wie auch das Beben am 31. August in Rudolfswert und Umgebung, im westlichen Teil der Landstrasser Ebene, sind als Anzeichen dafür anzusehen, dass der Einbruch der Ebene zwischen dem Uskoken Gebirge und dem im Nordwesten gelegenen Gebirgsmassiv noch nicht ganz abgeschlossen ist.

Kroatien. Hier mag eine kurze Betrachtung der seismischen Region von Agram, die sich unmittelbar östlich der Landstrasser Ebene

Digitized by Google

befindet und auch im Jahre 1903 wieder des öfteren seismisch tätig war, angeschlossen werden. Aus Agram wurden wiederholt Erdstösse gemeldet. Am 12. August erbebten Agram und Stubica Dolnja zu beiden Seiten des Gebirges Sljemen und das Touristenhaus Sljeme in diesem Gebirge. Auch die schwache Erschütterung am 23. August trat auf beiden Seiten des Sljemen auf, in Agram, Stenjevac, Dugoselo, Bracak bei Zabok und Kraljev Vrh. während am 21. Dezember nur die südliche Abdachung in Agram, Moravče und Dugoselo betroffen wurde. Am 7. Juni fand eine örtlich beschränkte Erschütterung nördlich vom Sljemen zu beiden Seiten des Gebirges Ivanš cica statt.

Alle diese Erschütterungen waren unbedeutend und lassen eine nähere Lokalisierung des Epizentrums nicht zu. Man wird aber nicht fehlgehen, aus der Lage der Schüttergebiete bezüglich des Sljemen und des Ivanš cica zu folgern, dass die Ausgangspunkte dieser Beben in den dieses Gebirge durchsetzenden Dislokationen zu suchen sind. Auch das grosse Erdbeben von Agram im Jahre 1880[1]) ging vom Sljemen aus; doch war es nicht möglich gewesen, genauer den Zusammenhang mit den Störungslinien dieses Gebirges festzustellen. Die erwähnten Erschütterungen zu beiden Seiten des Sljemen betrafen immer nur das pleistoseiste Gebiet dieses grossen Bebens des Jahres 1880[2]). Dem Sljemen kommt dadurch eine hohe tektonische Bedeutung zu, dass er die Karawanken, die im Sinne der karnischen Alpen W.-O. streichen, von den dinarischen Faltenzügen scheidet, denen eine N.W.-S.O. Streichungsrichtung eigen ist.

Am 17. August ereigneten sich in kurzer Aufeinanderfolge drei ausgedehntere Beben in dem Gebiete südlich von Agram; doch lässt sich infolge der geringen Stärke der Erschütterungen auch hier die epizentrale Region nicht mit genügender Sicherheit feststellen, so dass eine ursächliche Beziehung zu ihrem tektonischen Bau nicht aufgedeckt werden kann. Das erste Beben fand um $7^{3}/_{4}^{h}$, das zweite um 8^{h}, das dritte um 9^{h} (M. Gr. Z.) statt. Das betroffene Gebiet lag zwischen den Orten Stubica und Marija Bistrica nördlich vom Sljemen, Karlovac im Westen, Topusko und Dvor im Süden und Kutina im Osten. Nirgends wurde Schaden angerichtet. „Stark" trat das Beben besonders in dem mittleren Teil der Schütterfläche in Pisarovina, Lasinja, Pokupsko und Petrinja auf. Dieses ganze Gebiet

[1]) Fr. E. Suess, Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895, p. 608 ff.

[2]) Wähner, Das Erdbeben von Agram am 9. November 1880, Karte. (Sitzungsber. d. Math.-Nat. Kl. d. K. Akad. d. Wiss., LXXXVIII, I. Abt., p. 15 ff.)

Digitized by Google

wurde in seinen Lagerungsverhältnissen durch die alpinen Bewegungen stark beeinflusst.

Poik- und Reka-Gebiet. Begeben wir uns wieder westwärts, so finden wir im Gebiet der Poik und Reka einen seismischen Distrikt, der auch am 22. August und 1. November 1903 in Tätigkeit trat[1]). Vom 22. August sind Meldungen über Stösse aus Adelsberg, Senosetsch, St. Peter und Klana und einigen anderen Ortschaften bekannt; am 1. November waren die äussersten Punkte der erschütterten Fläche Idria und Dornegg. Für beide Beben ist charakteristisch, dass ihr Bereich weiter in S.O.-N.W.-Richtung als in S.W.-N.O.-Richtung ausgedehnt war. Am 22. August lag das Epizentrum in der Nähe von St. Peter, am 1. November nicht weit davon in der Gegend von Slavina zwischen St. Peter und Adelsberg. Beide Beben sind tektonischen Ursprungs, wie aus der Lage ihrer Epizentren in der Poikmulde hervorgeht. Das Tal der Poik ist eine Synklinale, welche von der durch die Rekamulde gekennzeichneten Dislokationslinie abzweigt, starke Lagerungsstörungen aufweist und, wie die von ihr ausstrahlenden Beben auch der früheren Jahre beweisen, noch keinen stabilen Zustand erreicht hat.

Südliche Alpen. Wir betreten die südlichen Alpenketten und damit Italien.

Im Jahre 1903 fanden nur lokal beschränkte Beben statt, so in Gemona nordnordöstlich von Udine, in Claut im Tal der Cellina und in Feltre und San Giustiana im Piavetal südwestlich von Belluno. Am 29. Mai wurde ein Teil der Umgebung des Garda Sees zwischen Bogliaco und Salo erschüttert[2]). In Gargnano betrug die Intensität wahrscheinlich V—VI Grad der Mercalli'schen Skala, in Salo, 15 km von Gargnano entfernt, IV—V Grad. Vor und nach diesem Beben wurden auch Stösse in Verona wahrgenommen. Hier mögen auch noch die unbedeutenden Erschütterungen am 5. Januar in Ala, Lizzanella, Lizzana, Pilkante und Brentonico (Österreich) im Schüttergebiet des Monte Baldo östlich des Nordendes des Garda Sees erwähnt werden. In Ala und Brentonico wurde auch wieder am 8. Januar eine leichte Bewegung verspürt.

Alle diese Beben, die sich innerhalb oder am Rande der von R.

[1]) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1903, p. 89 ff., p. 93 ff. und Ders., Chron. Erdb. 1898, p. 102.

[2]) Über alle italienischen Beben vergleiche Boll. d. Soc. Sism. Ital. X, 1904—05.

Digitized by Google

Hoernes[1]) angegebenen Erdbebenzone der Südalpen ereigneten, sind, wie auch die oben besprochenen Erschütterungen in Krain, schwache Äusserungen in dem gewaltigen Prozess der Absenkung des östlich der Judicarienlinie gelegenen Gebirges, der im Zusammenhang mit dem jungen Einbruch des adriatischen Meeres steht[2]). Die südlichen Alpen östlich dieser Linie sind von mannigfachen Störungslinien durchzogen, die von Suess zusammen mit den Brüchen an der Ostseite des adriatischen Meeres bis nach Montenegro als periadriatische Brüche bezeichnet werden in Anlehnung an eine Bezeichnung von Taramelli.

Gemona liegt auf einer Dislokationslinie, die bei Barcis am Ostabhang des Monte Cavallo beginnt und bis an den Isonzo reicht. Claut liegt unfern von dem Anfang dieser Dislokation und von den Querlinien von Santa Croce und Belluno, die bei dem Belluner Beben des Jahres 1873 eine so bedeutende Rolle spielten. In der Nähe von Feltre zieht die eigentliche Belluneserlinie vorbei, von Belluno nach dem Val Lugana hin, und westlich von Feltre beginnt eine Flexur, welche die Sette Communi durchsetzt. Auch im Süden von Feltre wird der Rand des Gebirges gegen die Ebene zwischen Schio und Vittorio von einer Flexur gebildet.

Der Monte Baldo gehört zu dem Etschbuchtgebirge von Suess, das im Norden bis Meran und im Westen bis zur Judicarienspalte reicht, den Garda See also auf beiden Ufern umgibt. Auf beiden Seiten dieses Sees streichen Störungslinien parallel zur Judicarienspalte. Eine solche Linie zieht auch am Ostrande des Monte Baldo entlang; von ihr scheinen zahlreiche Beben dieser Gegend ausgegangen zu sein.

Im Westen der Judicarienlinie erbebte am 6. Januar der Ort Saviore in einem Seitental des Val Camonica südlich der Adamello Gruppe.

Aus dem westlichen Teil der italienischen Alpen sind leichte Erschütterungen in Piemont bekannt geworden, die als Zeichen unbedeutender Fortdauer der alpinen tektonischen Vorgänge auch in diesem Gebiet anzusehen sind. Am 23. März wurden schwache Stösse in Cuneo, Demonte, Piazzo und Centallo verspürt; ihnen gingen leichte Beben am 21. März und 22. März in Bagni di Vinadio und

---

1) R. Hoernes, Erdbebenstudien, p. 387 ff. und Karte XI. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst, Wien 1878.)

2) S. A. E. I, p. 311 ff.

Digitized by Google

Centallo vorauf. Am 3. September war eine Erschütterung ausser in Bagni di Vinadio auch in Barcelonnette im Departement Basses-Alpes (Frankreich) fühlbar. Ob in Turin zu dieser Zeit auch ein Beben stattfand, ist nicht ganz sicher gestellt.

Südlich von diesem Gebiet erstrecken sich die sehr instabilen Seealpen, die auch 1903 zweimal stärker erschüttert wurden. Das Beben vom 4. April an der Westküste von Ligurien hat sehr wahrscheinlich einen unterseeischen Herd in der Nähe von Porto Maurizio und Alassio gehabt, denn die Erschütterung war auf die Küste zwischen Nizza und Varazze beschränkt, machte sich weiter landeinwärts nur noch in Priola (Cuneo) bemerkbar und erreichte ihre grösste Stärke (V—VI Grad der Skala Mercalli) in Porto Maurizio und Alassio. Es ist nicht ausgeschlossen, dass hier dieselbe Ursache wirksam war, welche die ligurischen Beben in den Jahren 1887 und 1896 bewirkte. Am 25. August 1903 fand an der Riviera di Ponente ein etwas schwächeres Beben statt. Das Schüttergebiet lag zwischen den Orten San Remo, Albenga und Pieve di Teco. In Porto Maurizio und Alassio erreichte die Intensität den IV. Grad.

Die ligurischen Alpen sind noch im Anfang des Quartärs einer Hebung unterworfen gewesen und die Küste fällt unvermittelt ab in die Tiefen des ligurischen Meeres, die schon in etwa 20 km Entfernung von Porto Maurizio 2000 m überschreiten. An der Küste sind Erdbebenflutwellen bekannt; auch weiss man von einem Seebeben südöstlich von Genua[1]). Wir haben in diesen seismischen Äusserungen eine Nachwirkung der Bildung des Alpensystems und des Einbruches an der Innenseite des Appennins zu sehen.

5. Der Appennin und der Monte Gargano.

Der Appennin ist ein sehr junges Gebirge: zweimal unterlag er bedeutenden tektonischen Prozessen, am Ende des Eocäns und nach der Hauptentfaltung der alpinen gebirgsbildenden Vorgänge. Sehr junge Einbrüche umgeben die italische Halbinsel auf beiden Seiten, im Osten der Einbruch des adriatischen Meeres, dessen Einwirkungen wir bereits bis an die Etsch verfolgten, und im Westen der Einbruch des tyrrhenischen Meeres. Diese Ereignisse sind bestimmend für die Seismizität Italiens in der Gegenwart. Es kann hier nicht unsere Aufgabe sein, alle auf der Halbinsel wahrgenommenen Erschütterungen des Jahres 1903 zu erwähnen; wir werden, mit einigen Ausnahmen,

[1]) Rudolph, S. E.

Digitized by Google

unser Augenmerk vornehmlich den ausgedehnteren Beben zuzuwenden haben.

Nordwestliche Seite des Appennin. Das Beben am 27. Juli an der Riviera di Levante und in Lunigiana führt uns aus dem Gebiet der Alpen in das Gebiet der Appenninen hinüber. Sein Bereich umfasste ein Gebiet von etwa 15000 qkm und hatte die Gestalt einer Halbellipse, deren grosse Achse sich in einer Länge von 160 km von Portofino (Chiavari) in südöstlicher Richtung bis nach Castelfiorentino (Florenz) erstreckte, und deren kleine Halbachse in einer Länge von etwa 60 km zwischen Carpineti an der Nordostabdachung des Appennin (Emilia) und der Meeresküste lag. Die Maximalintensität wurde mit VI Grad der Skala Mercalli in Filattiera bei Pontremoli, Mulazzo, Bagnone und Licciana (Massa) erreicht; das Epizentrum lag in der Umgebung des zuerst genannten Ortes. Vornehmlich im Nordwesten der Provinz Massa fanden auch Vor- und Nacherschütterungen zu diesem Beben statt. Hier wurde auch am 9. Januar eine Erschütterung wahrgenommen, deren Epizentrum nicht weit von Fivizzano lag; auch sind lokale Erschütterungen bekannt geworden. Das Beben am 11. Februar betraf die Garfagnana, das obere Tal des Serchio, und machte sich am stärksten in Fivizzano und Castelnuovo di Garfagnana fühlbar, wurde aber auch noch jenseits der apuanischen Alpen in Massa und Pietrasanta bemerkt. Wir dürfen alle diese Erschütterungen auf einzelne der vielen Dislokationen zurückführen, welche die Provinz Massa, besonders auch die Garfagnana durchsetzen, ohne genauere Angaben machen zu können.

Nordöstliche und östliche Seite. Über zahlreiche lokale Erschütterungen wird aus Reggio Emilia, Modena, Forli und Cesena am Nordostrande der Appenninen gegen das lombardische Senkungsfeld berichtet. Hier beginnt die Zone grosser Häufigkeit und Intensität der Erdbeben, die sich über den ganzen Höhenzug des Gebirges durch den etruskischen, den umbrischen Appennin, die Abruzzen, das Matese Gebirge und die Basilicata nach Calabrien und Sizilien erstreckt[1]). Toskana, die Marken und die Abruzzen finden wir auch 1903 wiederholt von ausgedehnteren Beben erschüttert. Am 11. Februar wurde das Gebiet zwischen Subbiano (Arezzo) und Urbino (Pesaro) erschüttert; das Epizentrum scheint im Gebiet des Monte Maggiore gelegen zu

[1]) G. Gerland, Die italienischen Erdbeben und die Erdbebenkarte Italiens. (Peterm. Mitt. Bd. 74, 1901, p. 265 ff. u. Tafel 20.)

Digitized by Google

sein. Ein Beben am 29. August, das sich von Mondolfo (Pesaro) nahe der adriatischen Küste bis Perugia und Arezzo bemerkbar machte, hat seine epizentrale Region vermutlich in der Umgegend des Monte Nerone, etwa 20 km ostsüdöstlich vom Monte Maggiore gehabt. Bei der Erderschütterung in den Marken am 3. März lässt sich über die Lage des Epizentrums noch weniger Bestimmtes sagen. Das Schütterareal lag zwischen Fano, Urbino, San Severino-Macerata, Civitella del Tronto und der adriatischen Küste; die Intensität scheint in Recanati (Macerata) am stärksten gewesen zu sein, jedoch nicht den V. Grad der Mercalli'schen Skala überschritten zu haben. Nachstösse erfolgten in Recanati am folgenden Tag und noch am 16. März in Fermo und Macerata. In der Nachbarschaft von Caldarola lag das Epizentralgebiet des leichten Bebens vom 5. Januar $1^{3}/_{4}^{h}$ (M. Gr. Z.) in den Marken zwischen Pausula und Visso. Unabhängig von diesem Beben fand eine Stunde später ein anderes in den Abruzzen statt mit einem Epizentrum in der Nähe von Civitella del Tronto. Die äussersten Punkte des Schüttergebietes waren Visso, Macerata, Spoleto und Bisenti (Teramo). Erwähnenswert ist der Umstand, dass das Massiv des Gran Sasso d' Italia die Fortsetzung der Bebenwellen nach Süden verhindert zu haben scheint, da aus Aquila keine Nachricht über dort gefühlte Erdstösse vorliegt. Am 13. und 14. August wurden wieder Erschütterungen in Ascoli, Ancarano (Teramo) und Civitella del Tronto verspürt.

Am 29. Oktober und vom 2. bis zum 8. November waren auch die zentralen Appenninen der Schauplatz mehr oder weniger ausgedehnter Beben. Am 29. Oktober stellten sich leichte Stösse in Caldarola, Norcia, Rieti, Cerreto di Spoleto, Assisi und Urbino ein, die als Vorbeben zu der Haupterschütterung am 2. November aufzufassen sind. Diese betraf ein Gebiet, welches von einer Linie zwischen Urbino, Assisi, Spoleto, den Sabiner Bergen und Ascoli, Macerata und Osimo umgrenzt wird. Am 3. November um $6^{3}/_{4}^{h}$ (M. Gr. Z.) erfolgte ein Beben von derselben Ausdehnung wie das am Abend vorher, aber von geringerer Intensität; ein drittes Beben fand mit ungefähr demselben Schüttergebiet am 8. November statt. Die Epizentren dieser drei Beben scheinen in der Umgebung von Spoleto gelegen zu sein.

Aus diesem Überblick ersehen wir, dass auch im Jahre 1903 die pleistoseisten Gebiete in der Zone der grössten Höhen des Gebirgszuges oder nahe derselben gelegen sind, am Monte Maggiore, Monte Nerone, bei Caldarola, Civitella del Tronto und bei Spoleto.

Digitized by Google

Das deutet darauf hin, dass alle diese Erschütterungen in engstem Zusammenhang mit den gebirgsbildenden Vorgängen stehen, die mit besonderer Energie im Tertiär zur Aufrichtung der Faltenzüge führten, aber noch gegenwärtig wirksam sind. Das oben erwähnte Beben am 3. März in den Marken weist durch die Lage seines Bereiches, sowie besonders des Gebietes maximaler Erschütterung bei Recanati, 10 km von der Küste entfernt, auf eine Beziehung zum Einsturz der Adriatis, die ehemals Dalmatien mit Italien verband.

Deutlich lassen auch Beben der früheren Jahrhunderte an der Küste südlich von Pesaro aus der Begrenzung ihrer Schüttergebiete auf eine Lage des Herdes unmittelbar an der Küste oder im adriatischen Meere schliessen[1]).

Monte Gargano. Aus dem Gebiet des Monte Gargano wird von einem Beben am 29. Januar berichtet, das in Montesantangelo, Manfredonia, San Giovanni Rotondo, Cagnano Varano und Carpino wahrgenommen wurde. Im erstgenannten Orte war die Intensität am stärksten; hier erfolgte auch nach 1/4 Stunde ein Nachstoss. Am 1. Februar erfolgten Stösse in San Martino in Pensilis und Lesina, am 27. Mai in Montesantangelo, Foggia und Cerignola. Dieses ganze Gebiet gehört zur seismischen Region der Capitanata.

Der Monte Gargano ist ein Überbleibsel der dalmatinischen Tafel; er steht in scharfem Gegensatz zum Appennin, von dem er durch eine flache Ebene getrennt ist. Dieses Flachland, in dem Foggia, Lesina, San Martino in Pensilis gelegen ist, war noch zu sehr junger Zeit mit Meer bedeckt[2]). Die Beben dieses ganzen Distriktes sind als Folgen der hier stattgefundenen Umwandlungen aufzufassen. Nach Suess[3]) aber besteht vielleicht auch ein Zusammenhang mit den südlich gelegenen Gebieten, indem sich eine Herdlinie von der adriatischen Küste bei Termoli über San Severo, Foggia, Ascoli bis zum Vultur und von dort weiter über Potenza, Marsico-Nuovo, Lagonegro nach Maratea und Papasidero am Golf von Policastro verfolgen lässt.

Auch zahlreiche Beben im Gebiet des Monte Gargano haben unterseeischen Ursprung gehabt. Ein submarines seismisches Zentrum

---

[1]) B. Terr. It., p. 734, Fig. 123 und p. 766, Fig. 127.

[2]) S. A. E. I, p. 348.

[3]) Suess, Die Erdbeben des südlichen Italiens, p. 24 ff. (Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., Math.-Nat. Kl., Bd. 34, Wien 1874.)

Digitized by Google

findet sich bei Vieste, ein anderes bei Manfredonia[1]). Auch das Beben am 29. Januar 1903 hat ein nach dem Golf von Manfredonia offenes Schüttergebiet, denn die Intensität war nahe der Küste in Montesantangelo am stärksten und nahm landeinwärts merklich ab.

Am Rande der Appenninen gegen die apulische Tafel ereignete sich am 16. Juli ein schwaches Beben in Bovino (Foggia), Zungoli und Accadia (Avellino), und am 17. Juni in Matera und Pomarico (Basilicata) sowie in Tarent.

Westliche Seite des Appennin. Hier sind die zahlreichen lokalen Erschütterungen im Februar in Pienza und dem benachbarten San Quirico d'Orcia (Siena) erwähnenswert. Am 1. Januar wurde eine leichte Bewegung in Chiusi und Chianciano im Val di Chiana wahrgenommen. Die bedeutende Seismizität in diesem Tal und dem umliegenden Gebiet ist eine Folge der sehr jungen Ausbildung seines heutigen Reliefs, die erst im Pliocän einsetzte[2]). Mehrfach stellten sich Beben in der Umgebung des Bolsener Sees ein, besonders am 8. Februar und 21. Juni. Das Beben am 8. Februar betraf die ganze Umrandung des Sees und im Nordosten auch noch den Ort Orvieto. Das Epizentrum befand sich in der Nähe von Bolsena, wo die Maximalintensität (V—VI Grad) erreicht wurde. Vor- und Nachbeben hatten in verschiedenen Orten des Schüttergebietes, besonders in Bolsena, stattgefunden. Das Beben am 21. Juni hatte eine etwas grössere Ausdehnung und Intensität. Die äussersten von ihm betroffenen Punkte waren Latera und Viterbo; auch Orvieto lag wieder im Schüttergebiet. Die Intensität erreichte den VII. Grad in dem Orte Bagnorea, in dessen Nähe das Epizentrum zu suchen sein wird. In Bolsena wurde die Stärke des Stosses nur auf VI Grad, in Orvieto und Montefiascone auf V Grad geschätzt. Diese Beben fallen der seismischen Region von Viterbo zu und sind wie die erloschenen Vulkane in der Umgebung des Sees von Bolsena auf den Einsturz der Tyrrhenis und den damit zusammenhängenden Abbruch des Appennin zurückzuführen. An dem ganzen Westrand Italiens treten sekundäre Senkungsfelder auf, von denen wir annehmen müssen, dass sie reich von Bruchlinien durchsetzt sind.

Lokale Erschütterungen fanden vielfach in dem seismischen Di-

[1]) B. Terr. It., p. 806.
[2]) M. B. Trembl., p. 313.

Digitized by Google

strikt der vulkanischen Albaner Berge, in Velletri und Rocca di Papa, statt; sie sind als letzte Äusserungen der erloschenen eruptiven Tätigkeit aufzufassen. Im Februar machten sich wiederholt Stösse in Acuto (Bezirk Frosinone) an der Grenze von Campanien geltend. Auch Vallepietra in der seismischen Region des Aniene Beckens wurde mehrfach lokal erschüttert.

Weiter im Süden treffen wir im Valle Caudina, in den Grenzbezirken der Provinzen Caserta, Benevent und Avellino, auf ein im Jahre 1903 seismisch heftig bewegtes Gebiet. Die stärkste, von zerstörenden Wirkungen begleitete Erschütterung fand am 4. Mai statt. Ihr gingen mehrere schwächere Beben voraus, unter denen die am 10. Januar und 30. April eine grössere Ausdehnung hatten. Am 5. und 7. Mai folgten starke Nachbeben. Am 22. Mai fand dann wieder ein ausgedehntes Beben in Benevent und Avellino und den benachbarten Provinzen statt; noch an demselben Tage und am darauffolgenden stellten sich Nacherschütterungen ein mit annähernd dem gleichen Schüttergebiet. Am 5. und 24. Juni ereigneten sich nochmals schwächere Nachbeben im Val Caudina, der zahlreichen Stösse besonders in Cervinara und Rotondi (Avellino) nur kurz zu gedenken. Auch der Ort Benevent erbebte mehrfach, bis am 7. Dezember von neuem eine Erschütterung in dem Gebiet zwischen Benevent und Neapel auftrat. Alle diese Beben gehören in die seismische Periode, welche bereits am 16. Dezember 1902 begann.

Die Haupterschütterung am 4. Mai zwischen 3^h und 4^h (M. Gr. Z.) erreichte im Orte Forchia (Benevent) bei Arienzo den Grad VIII der Mercalli'schen Skala und war sehr stark in den unmittelbar benachbarten Gemeinden Arpaja, Paolisi, Airola, Bucciano und Mojano, so dass das pleistoseiste Gebiet mit der Niederung zwischen dem Monte Taburno und den Monti Avella zusammenfällt. Das weitere Schüttergebiet wird von einer Linie begrenzt, welche die Orte Benevent, Telese, Capua, Neapel und Avellino verbindet. Das Nachbeben am 5. Mai trat wieder sehr stark in Arpaja, Paolisi und Airola auf; in Arpaja betrug die Intensität VIII Grad. Das Epizentrum des grossen Bebens am 22. Mai $9^3/_4{}^h$ (M. Gr. Z.) im campanischen Appennin dagegen lag weiter östlich, etwa 10 km südlich von Benevent. Als äusserste Punkte des Schüttergebietes werden angegeben im Westen Aversa, Ruviano und Gioja Sannita (Caserta), im Norden Pontelandolfo und Reino (Benevent), im Osten Castel Baronia und Calabritto (Avellino), im Süden Montecorvino R., Salerno, Gragnano (Salerno), Torre del Greco und Neapel, so dass die grosse Achse der Schütterfläche von

Digitized by Google

Aversa im Westen bis Castel Baronia und Calabritto im Osten etwa 85 km misst, während sich die kleine Achse von Reino im Norden bis Salerno im Süden auf fast 70 km beläuft. Das Epizentrum ist also stark exzentrisch gelegen, da es nur etwa 30 km von der nördlichen Grenze des erschütterten Areals, dagegen 50 km von der südlichen Grenze entfernt ist. Die nachfolgenden Wiederholungen zeigen eine Abnahme an Ausdehnung und Intensität. Die Gemeinde San Leucio, 7 km südlich von Benevent, wird bei allen Erschütterungen besonders stark — bis zum V. und VI. Grad der Mercalli'schen Skala — betroffen.

Die Provinzen Benevent und Avellino sind von jeher ein seismisch sehr tätiges Gebiet gewesen; namentlich hat die Stadt Benevent schon sehr viel unter Erdbeben zu leiden gehabt[1]). Es ist von vornherein zu erwarten, dass das gebirgige Hinterland der campanischen Tiefebene eine hohe Seismizität aufweise; gehören doch die Buchten von Gaeta, Neapel und Salerno zu den kesselförmigen Einbrüchen am Westrande der Appenninen, deren Entstehung naturgemäss mit tiefgreifenden Störungen im stehengebliebenen Festlande — nach Art der periadriatischen Brüche im grossen — verbunden ist. Die campanische Tiefebene ist wie das Tiefland von Florenz auch als Senkungsbecken aufzufassen. Zu den Folgewirkungen dieser Vorgänge gehören einerseits die Entstehung des Vesuvs und der Campi Flegrei, andererseits die Brüche, welche den campanischen Appennin durchsetzen. Auf Grund der Beben vom 4. und 5., 22. und 23. Mai müssen wir insbesondere annehmen, dass die schmale Niederung zwischen dem Monte Taburno und den Monti Avella an ihrer südwestlichen Begrenzung, dort, wo die Strasse von Benevent an Arpaja und Forchia vorbei über den caudinischen Pass nach Neapel führt, von Brüchen durchzogen ist, und dass auch östlich davon im Gebiet des Sabato Flusses Spalten vorhanden sind, die infolge von Verschiebungen zum Ausgangspunkt von Erdbeben werden können.

Die häufigen Erschütterungen, welche von der unteren Station der Drahtseilbahn am Vesuv gemeldet wurden, sind ganz lokal beschränkt und rein vulkanischen Ursprungs.

Calabrien. Nichts Näheres lässt sich über das ausgedehnte, aber schwache und nach den eingetroffenen Meldungen nur in vier Ortschaften bemerkte Beben am 20. April in Calabrien sagen. Nach-

[1]) B. Terr. It., p. 793 f.

Digitized by Google

richten über Erschütterungen liegen nur aus Cassano al Ionio, Cosenza, Tiriolo und Catanzaro vor. Die Entfernung zwischen Cassano al Ionio und Catanzaro beträgt 100 km. Eine Bestimmung des Ausgangspunktes der Erschütterung ist ausgeschlossen.

Am 26. Oktober trat ein Beben an der tyrrhenischen Küste Calabriens, in den Orten Scalea, Belvedere Marittimo, San Gineto, Bonifati und Bonvicino ein. Landeinwärts pflanzte sich die Erschütterung bis nach Mormanno ostnordöstlich von Scalea fort. Der Umstand, dass die Intensität an der Küste am stärksten gewesen zu sein scheint, lässt uns den Ausgangspunkt des Bebens in Verwerfungen suchen, welche die Umrandung des Golfes von Policastro begleiten und in Zusammenhang mit dem Einbruch dieser Bucht stehen. Suess hat in unmittelbarer Nähe dieses Küstenstriches eine Stosslinie nachgewiesen, die von Orsomarso über Maratea nach Lagonegro und, wie schon oben erwähnt wurde, weiter nach Marsico-Nuovo bis an die adriatische Küste bei Termoli führt und wiederholt heftige Erdbeben von sich ausgehen liess.

6. Sizilien.

Auf Sizilien sehen wir im Jahre 1903 ausschliesslich den Osten, und zwar besonders das Gebiet des Ätna erschüttert.

Der Ätnadistrikt war im Vergleich zu den Vorjahren aussergewöhnlich seismisch rege[1]). Am 30. Januar erbebte das ganze Massiv. Das pleistoseiste Gebiet lag am Ostabhang; hier wurde in Giarre, Zafferana-Etnea, Milo, Viagrande, Linguaglossa der V. Grad der Skala Mercalli erreicht. Dieselbe Stärke wurde nur noch aus Randazzo im Nordwesten gemeldet. Die Erschütterung erstreckte sich im Norden bis Messina, im Süden bis Syrakus, Sortino und Giarratana. Am 8. März wurde eine Erschütterung in Massanunziata, Mascalucia und Nicolosi am südöstlichen Abhang, am 11. März und 3. April wieder am Ostfuss in Zafferana, S. Venerina, Milo und in Belpasso gefühlt. In S. Venerina erfolgten am 5. April Nachstösse. Am 7. April erbebte wieder das ganze Gebiet des Ätna von Kap Peloro bis Val di Noto; in Milo und Linguaglossa betrug die Intensität V Grad. Am 13. April traten Erdstösse ein in Biancavilla, am 19. desselben Monats in Paterno und Belpasso, am 26. Mai in Trecastagni, Viagrande, Pedara und Catania. In Trecastagni wurden

[1]) S. Arcidiacono, Sui recenti Terremoti Etnei. Dal Bull. dell' Accad. Gioenia di scienze nat. in Catania, LXXIX. Dicembre 1903.

Digitized by Google

am 2., 5., 7. und 11. Juni wieder zahlreiche Stösse wahrgenommen, von denen zwei am 2. Juni die Stärke VI der Skala Mercalli hatten; einige waren auch in den benachbarten Gemeinden Pedara, Viscolari, Fisichelle und Viagrande bemerkbar. Leichte Stösse stellten sich in Viagrande auch am 16. und 17. Juni ein, in Belpasso am 21. Juli, in Biancavilla am 30. Juli; am 6. August Stösse vom Grade IV in Nicolosi, Trecastagni, Zafferana-Etnea, Milo, Biancavilla, schwächere in Acireale, Mineo, Catania und Messina. Am 20. November endlich fand noch ein starkes Beben im ganzen Gebiet des Ätna statt, das am Ostabhang die Stärke VI—VII erreichte.

Alle diese Beben sind, wie aus der Lage ihrer Schüttergebiete hervorgeht, vulkanischen Ursprungs. Der Vergleich hinsichtlich ihrer Zahl und Stärke mit den Erschütterungen früherer Jahre und eine Zusammenstellung der seismischen und eruptiven Äusserungen des Vulkans führt S. Arcidiacono zu dem Schluss, dass wieder eine mässige eruptive Kundgebung des Vulkans bevorstehe.

Ausser diesen ätnäischen Beben wurde häufiger auch der Südosten Siziliens erschüttert. Vom 10. Februar liegen Nachrichten über ein Beben in Noto, Spaccaforno, Canicattini, Sortino, Syrakus, Giarratana, Mineo, Scordia und Catania vor. Da der Stoss in Noto mit dem VI. oder VII. Grad die grösste Stärke erreichte, wird das Epizentrum in der Nähe dieses Ortes, im Val di Noto, zu suchen sein, zumal dieses Tal schon oft der Ausgangspunkt heftiger Beben war. Am 16. Februar erfolgte ein schwaches Nachbeben in Noto, Giarratana und Mineo. Das von der Erschütterung am 13. Juli betroffene Gebiet gehört dem Süden der Provinz Catania und den angrenzenden Teilen der Provinz Syrakus und Caltanisetta an. Die Grenze wird etwa durch die Orte Butera, Mirabella Imbaccari, Mineo, Vizzini, Comiso, Santa Ceroce Camerina angegeben; die grösste Intensität hatten die Stösse in Niscemi (VI. Grad). Aus einer Studie über dieses Beben von S. Arcidiacono[1]) geht hervor, dass die von dem sehr nahe östlich von Niscemi gelegenen Epizentrum ausstrahlende Erschütterung gleichzeitig eine sekundäre Bodenbewegung auslöste in einem seismischen Herde zwischen den Orten Mineo, Grammichele und Licodia Eubea, in denen die Stärke IV beobachtet wurde, während westlich von ihnen in der Richtung auf Niscemi nur Stösse von

[1]) S. Arcidiacono, Il terremoto di Niscemi del 13 luglio 1903. (Boll. d. Soc. Sism. Ital. X, p. 72 ff.)

Digitized by Google

einer Stärke II. Grades bemerkt wurden. Bei dem in Rede stehenden Beben scheinen demnach zwei seismische Zentren in Aktion getreten zu sein. Am 25. November wurden Syrakus, Avola, Pachino an der Südostküste und landeinwärts Sortino und Giarratana leicht erschüttert.

Am 18. März wurden Stösse in Messina, Catanzaro und Mineo, am 12. September in Messina und Catania gefühlt. Die aus den mikroseismischen Daten berechneten Epizentralentfernungen führen auf einen submarinen Herd in dem südlich von Calabrien und östlich der Südspitze von Sizilien gelegenen Teil des ionischen Meeres (cf. Nr. 7 und 14 der Tabellen). Am 25. März wurden gleichzeitig Stösse auf Pantellaria und in Mineo bemerkt.

Ein dem Einbruch der Tyrrhenis ähnlicher Vorgang hat sich in früherer Zeit auch zwischen Sizilien und Afrika abgespielt. Malta ist ein stehen gebliebener Horst. Submarine Erdbeben und Eruptionen sind an der Südküste Siziliens mehrfach beobachtet; im Jahre 1831 tauchte auf kurze Zeit die vulkanische Insel Julia zwischen Sciacca und Pantellaria auf, und im Süden Siziliens befindet sich eine phlegräische Region. Das südliche Sizilien und die angrenzenden Teile des ionischen und sizilischen Meeres bilden demnach eine zusammenhängende, auch unabhängig von der eruptiven Tätigkeit des Ätna in Aktion tretende vulkanisch-seismische Region.

7. Die östlichen Teile des Alpensystems.

Bakonyer Wald und Karpaten. Die Leitlinien des Alpensystems im Osten der Alpen sind gekennzeichnet durch die Karpaten, den Bakonyer Wald und die dinarischen Faltenzüge. Die ungarische Tiefebene ist ein grosses Senkungsfeld an der Innenseite des karpatischen Bogens. Eruptive Ergüsse begleiteten am Bruchrande den Absenkungsprozess. Auch in der unmittelbaren Umgebung des Bakonyer Waldes befindet sich stellenweise jung vulkanisches Material. Der Bakonyer Wald zeigt auf der Südostseite Abbruch; er ist ein seismisch reges Gebiet. Am Südostabhang wurden in Várpalota am 15., 16. und 27. September Erschütterungen fühlbar. Etwa 20 km nördlich von Várpalota ist der Ort Mor ein bekanntes seismisches Zentrum[1]).

[1]) M. B. Trembl., p. 244.

Digitized by Google

Das Beben am 26. Juni im Gebiet des Trachytstocks der Matra und des aus älteren Sedimenten zusammengesetzten Bükk Gebirges war hinsichtlich seiner Intensität und Ausdehnung sehr bedeutend[1]). Das epizentrale Gebiet mass ungefähr 35 qkm; in ihm liegen die Orte Eger, Felsö-Tárkány, Zsérc, Egerbakta, Bogács, in denen eine Intensität vom Grade VII der zwölfteiligen Skala von Forel-Mercalli und höher erreicht wurde. Die maximale Stärke betrug VIII—IX Grad und zwar in Eger, Felsö-Tárkány und Zsérc; das Epizentrum wird daher innerhalb des Gebietes dieser drei Orte, d. h. unmittelbar südlich vom Bükk Gebirge gelegen sein. Die Schütterfläche reichte im Westen bis an die Zagyva und Eipel, im Norden bis Rozsnyó, 90 km nördlich von Eger; im Osten wurde noch Tisza-Polgar am linken Ufer der Theiss vom Beben betroffen. Die Lage der epizentralen Region am Südabhang des Bükk Gebirges legt einen ursächlichen Zusammenhang mit Dislokationen nahe, welche durch den Einbruch der südlich davor liegenden Ebene bewirkt wurden und auf die grosse Bruchlinie hinführen, die östlich von Miskolcz das Tal der Hernad aufwärts nach Kaschau verläuft, an der im Westen das Trachytgebirge zwischen Tokaj und Esperies hervorgekommen ist[2]). Das Beben von Miskolcz im Jahre 1883 am Ostabbruch des Bükk Gebirges ist nach Schafarzik von einer NW.-SO. gerichteten Störungslinie in der Umgegend dieses Ortes, der nur 40 km von Eger entfernt liegt, ausgegangen[3]).

Der mehrfach lokal erschütterte Ort Nagybanya liegt am nordöstlichen Rande der Ebene, am Südfuss des gleichnamigen Trachytgebirges.

Hier mag auch auf ein mässiges Beben am 20. Januar an der Aussenseite des karpatischen Faltenzuges, an der Grenze Galiziens gegen die Bukowina hingewiesen werden, von dem unter anderen kleinen Ortschaften auch Horodenka und Zaleszczyki betroffen wurden. Das Epizentrum lag bei Dobrowlany; das erschütterte Gebiet nimmt einen Teil des Randes der podolischen Tafel ein. Láska[4]) neigt zu der Ansicht, dass das Beben tektonischen Ursprungs sei, wenn auch die sehr gipsreiche Gegend zahlreiche Einbrüche aufweise.

---

[1]) A. Réthly, Die Erdbeben in Ungarn im Jahre 1903. (K. Ung. Reichsanst. f. Meteorol. u. Erdmagn., Budapest 1906.)

[2]) Suess, Die Entstehung der Alpen, Wien 1875, p. 38.

[3]) M. B. Trembl., p. 243.

[4]) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1903, p. 156 ff.

Digitized by Google

Ungarische Tiefebene. Das Beben am 2. März im Comitat Torontal, durch welches das Gebiet zwischen den Orten Perjámos, Nagy-Kikinda und Zsombolya betroffen wurde, und das Beben am 20. Juli in Temesvár, Liebling und Csákova gehören ganz der ungarischen Tiefebene an; sie scheinen von Dislokationen abzuhängen, die infolge des Einbruches entstanden, aber durch Alluvionen verdeckt sind[1]). Das wird auch Geltung haben für die Erschütterung am 11. Oktober, die mit der Intensität VIII der Skala Forel-Mercalli in Barcs am Nordufer der Drau auftrat und hauptsächlich die dem Bilo Gebirge im Nordosten vorgelagerte Ebene zu beiden Seiten der Drau bis Pécs in Ungarn betraf.

Die Beben der seismischen Region von Agram sind bereits im Anschluss an die Beben in Krain besprochen worden. Wir schreiten daher weiter bis an die adriatische Küste vor.

Ostadriatisches Küstengebiet. Die Küstenorte Fiume, Draga und Bakar bei Fiume, Buccari, Kraljevica, Cirkvenica, Novi und Ledenice wurden häufig erschüttert, besonders am 11., 15., 17. und 19. Februar. Am 18. April fand ein mittelstarkes Beben in Norddalmatien zwischen Zara, Tribanj und Pago statt, am 18. März in Mitteldalmatien und Bosnien zwischen Castell Vecchio (Dalmatien) und Glamoč (Bosnien). Die Gegend von Vrlika war wieder am 29. Dezember der Schauplatz einer mässigen Erschütterung. Am 27. März ereignete sich ein ausgedehntes Beben in der Hercegovina, an der südöstlichen Hälfte der dalmatinischen Küste und auf den davor liegenden Inseln. Das Schüttergebiet umfasste die Inseln Brazza, Lesina, Curzola, Meleda und die Küste zwischen Trau im Westen von Spalato bis Ragusa und reichte landeinwärts bis Gorica, Mostar und Bilek in der Hercegovina. Zwischen Makarska und Ragusa betrug die Intensität stellenweise V Grad der Skala Forel-Mercalli, während die Stärke der Stösse in einigen Orten der Hercegovina, so in Ljubuški, Stolac und Mostar IV—V Grad der Skala Rossi-Forel mass. Die Lage des Epizentrums kann mit Präzision nicht bestimmt werden. Das pleistoseiste Gebiet liegt an der dalmatinisch-hercegovinischen Grenze zwischen Ljubuški und Stolac. Am 7. April wurde wieder eine schwache Erschütterung in Maranovici auf Meleda und bei Bilek (Hercegovina), dazwischen in Gravosa und auf der Insel Calamotta verspürt. Die Küste zwischen Cattaro und Spizza erbebte leicht am

[1]) M. B. Trembl., p. 245.

Digitized by Google

10. Mai und 17. September. Die übrigen Erschütterungen in Dalmatien sind ganz unbedeutend.

Wir sind hier wieder im Gebiet der periadriatischen Brüche, welche vorwiegend in NW.-SO.-Richtung das ganze dinarische Faltensystem von Görz bis nach Antivari durchziehen. „Das Streichen der Synklinalen des Karstes und Dalmatiens ist zugleich das Streichen des Appennin. Man hat ein gewisses Recht, den dalmatinischen Küstenstrich als den Rand einer grossen Mulde, einer Geosynclinale .... anzusehen, deren Gegenflügel im Appennin sichtbar ist. Unsere Küstenlinien sind aber Bruchränder; das Netz von engen Kanälen, welches die dalmatinischen Inseln trennt, gleicht ganz und gar dem langmaschigen Geflechte von Sprüngen, welches entsteht, so oft ein halbstarrer Körper gebogen wird. Die Tiefe der adriatischen Mulde ist also nachgesunken“[1]).

Die Erdbeben von Fiume und Umgegend, von Buccari, Kraljevica, Cirkvenica und Novi fallen in die bereits früher erwähnte Zone häufiger Erschütterung, die nach Hoernes vom Garda See her durch die Südalpen nach Udine und von dort im nach Süden konkaven Bogen über Görz, nördlich an Triest vorbei, über Fiume und Novi bis nach Ottocac zieht. Für diese Beben insbesondere ist eine Dislokationslinie von Bedeutung, die südwestlich von Canale beginnt, am südwestlichen Fusse des Tarnowaner und Birnbaumer Waldes verläuft und hier in die Gebirgsspalte von Buccari einmündet, die ihrerseits nördlich von Fiume über Buccari nach Novi zieht[2]). Auch die unbedeutenden Erdbeben in den Gebieten von Zara, Ragusa, Cattaro, so die am 7. und 18. April, 10. Mai und 17. September, hängen mit Brüchen zusammen, die durch das Absinken der dinarischen Alpen nach dem adriatischen Meere zu entstanden sind. Dasselbe ist bezüglich des ausgedehnten Bebens vom 27. März zu sagen, dessen Schütterareal noch ganz dem dinarischen System angehört, ohne infolge der unzulänglichen Bestimmtheit der Lage des epizentralen Gebietes nähere Beziehungen zu den auch durch Bosnien und die Hercegovina verfolgten periadriatischen Brüchen angeben zu können.

Auch Querbrüche durchsetzen den dinarischen Gebirgszug. Das sehr starke Beben am 26. April 1902 in Nord- und Mitteldalmatien ist ein Querbeben gewesen und von dem nordsüdlich verlaufenden

---

[1]) Suess, Die Entstehung der Alpen, Wien 1875, p. 92.

[2]) S. A. E. I, p. 345 und R. Hoernes, Erdbebenstudien, p. 431. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Wien 1878.)

Digitized by Google

Bruch Dernis-Kin ausgegangen[1]). Quergerichtet zum Streichen war auch das Schüttergebiet des Bebens am 12. Februar 1903 an der Trebinjčica-Linie, das in Gacko, Bilek, Deleuše und Vardar bei Bilek die Intensität IV der Skala Rossi-Forel hatte und westwärts noch in Dabarpolje und Ljubinje fühlbar war. Die Linie, welche sich von Grab im Süden über Bilek nach Gacko hinzieht, ist eine ausgesprochene Schütterlinie[2]). Auch am 4. Mai trat sie wieder in Tätigkeit; es wurden Stösse in Gacko. Avtovac, Stepen und Jasenik wahrgenommen.

Mostar an der Narenta erlitt wiederholt örtlich beschränkte Stösse.

Bosnien. Nördlich der Hercegovina sehen wir in Bosnien primäre Gebirgsmassive die sekundären Schichten durchbrechen. Aus Sarajevo, Travnik und anderen Orten liegen mehrere Nachrichten über lokale Beben vor. Am 21. Dezember wurden Stösse von der Stärke IV (Rossi-Forel) in Jaice, Kotor Varos und Banjaluka wahrgenommen; sie gehören der Schütterzone des Vrbas an[3]). Nordwestlich von Banjaluka trat am 7. Oktober in Kozarac, Prijedor, Knežica, und Mostanica-Kloster zu beiden Seiten des Kozara Gebirges ein mässiges Beben auf. Aus Prijedor und Mostanica-Kloster wurde die Intensität V, aus Kozarac und Knežica die Intensität III gemeldet.

8. Die unteren Donauländer.

Von den unteren Donauländern sind drei grosse Beben zu erwähnen, von denen zwei, am 8. Juni und 13. September, von der nördlichen Walachei ausgingen. Das dritte, am 26. November, dem wir uns zunächst zuwenden, hatte sein pleistoseistes Gebiet im südwestlichen Bulgarien und dem angrenzenden Teile Macedoniens.

Bulgarien und Macedonien. Das grosse Beben am 26. November wurde am Tage vorher durch ein Vorbeben im oberen Moravatal zwischen Ristovac und Leskovac (Serbien) eingeleitet. Am 26. November lassen sich vier Haupterschütterungen unterscheiden. Die erste (25. November 23 1/4h M. Gr. Z.) umfasste die Bezirke Küstendil, Sofia, Philippopel, Vraca, Pleven und das an den Bezirk Küstendil

[1]) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1902, p. 98.
[2]) Mojsisovics, Chron. Erdb. 1902, p. 112.
[3]) M. B. Trembl., p. 263.

Digitized by Google

anstossende türkische Gebiet, war aber auch vereinzelt in einigen Orten nahe der Küste des schwarzen Meeres, im Norden noch in Lom südlich von Vidin und im Süden in Saloniki fühlbar. Das pleistoseiste Gebiet lag im Gebiet der Struma, westlich und südwestlich vom Rila Gebirge, wo die Intensität in Rila VII Grad der Skala Rossi-Forel betrug. Auch in Boboševo, Rila-Kloster und Küstendil erhielten die Mauern Risse; den Stössen in Boboševo kam sicher die Stärke VIII zu. Wie R. Hoernes[1]) anlässlich des Studiums des macedonischen Bebens vom 4. April 1904 in Erfahrung gebracht hat, ist das in Rede stehende Beben auch sehr stark in dem türkischen Ort Džumaja aufgetreten, wo die Erschütterungen noch durch zehn Tage nachher andauerten. Auch wurde das Beben in Krivolak am Vardar als heftig wahrgenommen. Wir müssen die Spärlichkeit dieser Nachrichten über das Auftreten des Bebens in türkischem Gebiet auf die dortigen kulturellen Verhältnisse schieben und können als sicher annehmen, dass es im Gebiet der Struma und des Vardars bis südwärts nach Saloniki allgemein gefühlt worden ist. Das Epizentrum muss in nicht zu grosser Entfernung von Rila, Kočarinovo und Džumaja gelegen sein.

Ausser in Džumaja traten dann noch besonders in Boboševo, Kočarinovo, Rila und Rila-Kloster nach kurzer Pause zahlreiche schwächere Nachstösse ein. Am 26. November $0^h 1/_2$ (M. Gr. Z.) setzte darauf ein zweites Beben von geringerer Stärke in den Bezirken Küstendil, Sofia und Philippopel ein, dem von neuem eine grosse Zahl von Nachstössen in Boboševo, Kočarinovo, Rila und Rila-Kloster folgten.

Eine Stunde später folgte eine dritte Erschütterung, deren pleistoseistes Gebiet wieder an der bulgarisch-türkischen Grenze bei Kočarinovo lag, dass ausserdem nur noch in Sofia, Tscham-koria (Sofia), Kričim (Philippopel) und Ristovac und Vranje (Serbien) bemerkbar war. Auch in Saloniki war etwa um dieselbe Zeit eine Erschütterung fühlbar. Wieder stellten sich Nachstösse in Boboševo, Kočarinovo, Rila-Kloster und auch in Tscham-koria ein. Später, gegen 4^h (M. Gr. Z.) erfolgten von neuem starke Stösse in Boboševo und Rila-Kloster, schwache in Buranovo (Küstendil) und Tschamkoria (Sofia). Mehr oder weniger ausgedehnte Nachbeben folgten bis gegen Ende des Jahres; am 27. November lassen sich allein fünf

[1]) R. Hoernes, Berichte über das makedonische Erdbeben vom 4. April 1904. Mitt. d. Erdb.-Kom. d. K. Akad. d. Wiss., Wien, N. F. XXIV, 1904.

Digitized by Google

Nacherschütterungen unterscheiden. Vorwiegend wurden Rila, Rila-Kloster und Kočarinovo betroffen, oft noch mit einer Intensität des VI., zuweilen sogar des VII. Grades. Wie schon oben erwähnt wurde, traten auch in Džumaja noch 10 Tage hindurch Nacherschütterungen auf.

Das Struma-Tal bezeichnet eine wichtige Bruchlinie zwischen dem Perim Dagh und der Maleš Planina, an der auch viele heisse Quellen auftreten. Nach R. Hoernes sind die Beben vom 26. November 1903 und 4. April 1904 sehr wahrscheinlich von demselben Herd ausgegangen. Der Herd dieses letzten, viel stärkeren Bebens lag in dem bei Kresna liegenden Teil der Thermenlinie, dem Kresna-Défilé. Eine genaue Lokalisation des Epizentrums des Bebens am 26. November 1903 ist natürlich infolge des Mangels an Nachrichten aus türkischem Gebiet ausgeschlossen.

Rumänien. Die schon erwähnten Beben vom 8. Juni und 13. September führen uns in die Walachei. Das Verbreitungsgebiet der Erschütterung am 8. Juni war zwischen Buzesti (Walachei) und Nikopol (Bulgarien) im Westen, Ismaïl (Bessarabien) und Provadia (Bulgarien) im Osten, Jelena (Bulgarien) im Süden und Barót (Siebenbürgen) und Husi (Moldau) im Norden gelegen. Infolge der geringen Intensität, die in Urziceni und Galati den Grad V der Skala Rossi-Forel erreichte, ist die Lage des Epizentrums nicht genau zu bestimmen. Die Stärke IV wurde in Puchenii-Mari, Buzea, Isaccea, Cioara-Doicesti und Chiodjeni wahrgenommen, so dass das pleistoseiste Gebiet zu beiden Seiten der Linie Urziceni-Galati gelegen und das Epizentrum zwischen den Kreisen Jalamit und Braila zu vermuten ist.

Das Beben am 13. September war hinsichtlich seiner Ausdehnung und Intensität bedeutender. Es wurde gefühlt von Vidin (Bulgarien) im Westen bis Ismaïl (Bessarabien) und Provadia (Bulgarien) im Osten, von Trnova (Bulgarien) im Süden bis Jasi (Moldau) im Norden. Die Schütterfläche des Bebens am 8. Juni liegt ganz innerhalb des von diesem Beben am 13. September betroffenen Gebietes. In Puchenii-Mari, Buzeu, Viziru, Niculesti, Galati, Pechea mass die Stärke VI Grad; für Foscani wird sogar der Grad VII angegeben. In Kovászna (Siebenbürgen) betrug die Intensität VII—VIII Grad der zwölfteiligen Skala Forel-Mercalli. Nach den Bemerkungen über die Wirkungen der Erschütterung in diesem Ort fielen Bilder von der Wand, klirrte Geschirr, schwankten Bänme, so dass den Stössen

Digitized by Google

die Stärke VI der Skala Rossi-Forel zuzuschreiben ist. VI Grad (Rossi-Forel) wird auch für Vaslui im Norden angegeben; die benachbarten Orte melden aber nur die Stärke V. Auffallend ist auch die Stärke VI in Zimnicea im Süden der Walachei, während die Intensität in Turnu Măgurele nur II Grad, in Giurgiu nur III Grad betrug. Das Gebiet der stärksten Erschütterung war demnach zwischen Puchenii-Mari, Viziru, Galati und Foscani gelegen, also etwas westlich von der pleistoseisten Region der Erschütterung am 8. Juni.

Der östliche Teil der Walachei und der südliche Teil der Moldau, die von diesen beiden Beben vornehmlich betroffen wurden, weisen im Vergleich zur westlichen Walachei und nördlichen Moldau eine hohe Seismizität auf; doch ist der genaue Zusammenhang der Epizentren mit dem Bau dieses Vorlandes der Karpaten und transsylvanischen Alpen noch nicht genügend klargestellt, als dass es möglich wäre, bei der Unbestimmtheit der Lage der Epizentren dieser beiden Beben genauere Angaben über die Ursache zu machen. De Montessus[1]) nennt die Linie Bukarest-Kischinew die seismische Achse von Rumänien und Bessarabien, da sich die Epizentren ungefähr symmetrisch zu beiden Seiten dieser Linie verteilen. Die pleistoseisten Gebiete der Beben am 8. Juni und 13. September zeigen deutlich eine dieser Linie parallele Erstreckung. Es wird später entschieden werden können, ob sich diese S.W.-N.O.-Richtung auch in Dislokationen wiederfindet, welche die Walachei und Moldau durchsetzen. Die Lagerungsverhältnisse in diesen Gebieten werden namentlich bei der Emporfaltung der Karpaten und transsylvanischen Alpen durch eine hier nach Osten und Südosten gerichtete Kraft stark gestört worden sein.

9. Griechenland.

Aus der Türkei liegen keine Nachrichten über dort gefühlte Beben vor. Sehr zahlreich aber sind die Meldungen von Erderschütterungen in Griechenland. Die Mehrzahl derselben aber war schwach und überschritt den IV. und V. Grad der Rossi-Forel'schen Skala nicht. Nur ein Beben war nach Intensität und Ausdehnung sehr bedeutend, das grosse Mittelmeerbeben am 11. August.

In Thessalien traten am 8. Mai in Larissa, am 28. Dezember

[1]) M. B. Trembl., p. 237 f.

Digitized by Google

in Rentina Erschütterungen ein, wiederholt in Volo und Velestino. Am 23. April erbebten Karditsa, Rentina (Thessalien) und Barympope (Phthiotis), am 16. Juni Rentina und Karpenission (Nord-Ätolien). Von Lamia (Malis) werden Stösse vom 21. April und 20. Oktober gemeldet, aus Granitsa (Lokris) vom 22. April. Auf Euböa stellten sich in Chalkis zuweilen Erschütterungen ein, am 21. Mai gleichzeitig auch in Athen. Am 6. März wurden fast zu derselben Zeit Beben in Andronianu (Euböa), Theben und Athen und etwas später in Skopelos (Nördl. Sporaden), Xerochori (Nord-Euböa) und Volo (Thessalien) bemerkt. In Athen traten im Laufe des Jahres zahlreiche leichte Stösse ein, am 12. Januar zwei Stösse in Megara. Ein ausgedehnteres Beben ereignete sich am 17. März in Attika und auf den Kykladen. Es erlitten Erschütterungen Paros, Andros, Kythnos, Mykonos, Syra und auf dem Festlande Eleusis, Zea, Tatoion und Athen. Kurz vorher waren ausser auf Paros auch auf Syphnos Stösse deutlich fühlbar. Vom 7. April liegen Meldungen über gleichzeitige Erschütterungen in Lamia und Athen vor. Wir können bei der Unbedeutendheit dieser Beben und der Lückenhaftigkeit der Nachrichten über sie die Epizentren nicht bestimmen und müssen uns daher mit allgemeinen Hinweisen bezüglich der Entstehung dieser Erschütterungen begnügen.

Velestino und Volo liegen im Hintergunde des Golfes von Volo, Lamia in der Nähe des lamischen Golfes. Beide Buchten, wie auch die mit ihnen in Verbindung stehenden Strassen von Trikeri und Atalante, welche Euböa vom Festlande trennen, an deren Ufern Xerochori und Chalkis liegen, sind tektonischer Entstehung. Ihre Bildung steht im Zusammenhang mit dem in jüngster Zeit erfolgten Einbruch der nördlichen Ägäis. Auch Thessalien ist ein groser Einbruchskessel.

Die vorwiegend aus mesozoischem Material bestehenden Gebirge Mittelgriechenlands finden vom mittleren Euböa aus ihre Fortsetzung auf den nördlichen Sporaden, während ein kristallinisches Gebirge Attika und Süd-Euböa mit den Kykladen verband. Auch der Norden des ägäischen Meeres war von einer kristallinen Masse eingenommen. In diesem zusammenhängenden Gebirge der Ägäis gingen im Neogen und Quartär zahlreiche bedeutende Einbrüche vor sich. Die aus tiefen Becken hervorragenden Inseln sind die stehengebliebenen Reste, von Verwerfungen umgrenzte Horste. „Die Grenzen dieser Einbrüche haben sich vielfach verschoben, komplizierte Schaukelbewegungen haben die einzelnen Gebirgsklötze gehoben oder gesenkt .... Vul-

Digitized by Google

kanische Gesteine sind während der Zertrümmerung des Gebirges emporgequollen; Erdbeben dauern noch heute fort“ [1]).

So haben wir auch das Beben vom 17. März in Attika und auf den Kykladen und am 6. März auf Skopelos, in Xerochori und Volo als Anzeichen der Fortdauer der eben skizzierten Vorgänge aufzufassen. Skopelos war nach J. Schmidt der Ausgangspunkt mehrerer grosser Beben im Oktober 1867 [2]).

Eine grosse Bruchzone trennt Mittelgriechenland vom Peleponnes; sie ist gekennzeichnet durch den Golf von Ägina und den Golf von Korinth und Patras. Die Umrandung des letztgenannten Golfs entfaltete auch im Jahre 1903 eine lebhafte seismische Tätigkeit. Lokale Stösse wurden aus Aitolikon, Missolungi, Naupaktos und Patras gemeldet. Am 7. April wurden Missolungi und Patras gleichzeitig erschüttert. Am 18. September erbebten zu beiden Seiten des Golfs von Korinth in geringen Zeitintervallen Amphissa (Lokris), Hagios Georgios (Korinth), Kiatu (Argolis) und Athen. Vielleicht ging die Erschütterung von einem gemeinsamen, mit dem Einbruch des Golfs in ursächlicher Beziehung stehenden Herd aus. Auch am 31. Dezember wurden Teile der nördlichen und südlichen Umrandung dieser Bruchzone gleichzeitig von einem Beben betroffen. Über Stösse von der Stärke IV wurde aus Amphissa (Lokris) und Patras, Aigion, Strezova (Achaja) berichtet. Östlich von Aigion lag im korinthischen Meerbusen das Epizentrum des starken Bebens am 26. Dezember 1861, durch welches namentlich in Achaja und Phokis Verwüstungen angerichtet wurden, und unmittelbar bei Aigion auf dem Meeresboden das Epizentrum des achäischen Bebens im Jahre 1817 [3]).

Verfolgen wir den Golf von Patras bis in das ionische Meer, so stossen wir auf die grosse Bruchzone, die durch die ionischen Inseln und die Küste Messeniens gekennzeichnet ist. Gerade vor der Einfahrt in den Golf von Patras liegen die sehr instabilen Inseln Zante und Kephallenia. Die Westküste dieser Inseln fällt steil ab in das ionische Becken. Bemerkenswert sind die häufigen Erschütterungen des Jahres 1903 in Lexuri, Argostoli und Monopolata auf Kephallenia zu beiden Seiten der von Süden tief in die Insel eindringenden Bucht. Auf der westlich dieser Bucht sich erstreckenden

[1]) A. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt, p. 184 ff. (Peterm. Mitt. Ergänzungsbd. XXIX, Heft 134, Gotha 1901.)

[2]) Schmidt, St. V. Erdb. p. 107.

[3]) Schmidt, St. V. Erdb., p. 68 ff. u. Tafel VI.

Digitized by Google

Halbinsel Paliki lag unfern der Stadt Lexuri das Epizentrum des verheerenden Bebens vom 4. Februar 1867. Schmidt hat auch durch die von ihm gesammelten Daten dargetan, dass die Halbinsel Paliki stets besonders gelitten hat. Damit stimmt sehr gut überein, dass auch im Jahre 1903 in Lexuri viel häufiger Erschütterungen eintraten als in dem am östlichen Ufer gelegenen Argostoli[1]). In der Stadt Zante wurde eine grosse Zahl leichter Stösse bemerkt und von einem Seismoskop angezeigt.

Am 15. Februar und 28. April ereigneten sich Erschütterungen in Lexuri, Argostoli, Pharsa (Kephallenia) und Zante, am 28. April ausserdem auch in Patras. Weiter im Norden erbebte Arta, nördlich vom gleichnamigen Golf, am 21. Juli und 20. August. Das Beben am 29. Mai, welches auf Zante und Corfu, im südlichen Dalmatien, auf Meleda, in Apulien, in Mineo auf Sizilien und in Athen leicht verspürt wurde, scheint vom ionischen Meer ausgegangen zu sein. Die vorliegenden makroseismischen Nachrichten gestatten eine genaue Bestimmung des Epizentrums nicht; auch die mikroseismischen Daten liefern kein hinreichend genaues Resultat. Schon am 28. Mai wurden in Agraphi und Auliotes auf Corfu Erschütterungen bemerkt. Ein Nachbeben trat noch am 29. Mai in Spizza (Dalmatien) ein.

Am 15. März und 21. Juli fanden zwei ausgedehntere Beben im westlichen Griechenland statt. Das Beben am 15. März trat mit der Intensität VI in Amalias (Elis), mit der Intensität V in Lechaina (Elis), Patras und Zante auf. Schwächer war es in Missolungi (Ätolien), in Lexuri und Argostoli (Kephallenia) und in Pyrgos (Elis) fühlbar. Von Zante wird auch berichtet, dass der Stoss auf dem Meere verspürt wurde. Es ist nach der angegebenen Intensitätsverteilung nicht unwahrscheinlich, dass der Herd dieses Bebens in der die Insel Zante vom Peleponnes trennenden Rinne zu suchen ist.

Das Beben am 21. Juli hatte in Amalias, Patras, Missolungi und Zante die Stärke IV, in Strezova die Stärke III. Vielleicht hat auch diese Erschütterung einen submarinen Herd im Eingang des Golfes von Patras gehabt. Am 8. Februar stellten sich fast gleichzeitig Stösse in Strezova, Pyrgos und Zante ein, am 26. September in Zeitintervallen von $^1/_2$—1 Stunde in Strezova, Chalandritza und Patras.

An der Westküste Messeniens wurden Amalias, Pyrgos, Kypa-

[1]) Schmidt, St. V. Erdb., p. 84 ff.

Digitized by Google

rissia, Philiatra, mehrfach erschüttert, und am 7. November erbebte zu gleicher Zeit Nazirion, Ligudista, Kyparissia und Spitalia in Messenien. Der Bezirk Triphylia, zu dem Kyparissia und Ligudista gehören, ist oft von heftigen Erdbeben heimgesucht worden. Die Beben am 27. August 1886 und 22. Januar 1899, welche in Triphylia zerstörend auftraten, hatten als Ausgangspunkte Herde, die sich auf dem grossen unterseeischen Abbruch südwestlich von Messenien befanden[1]). Wahrscheinlich haben auch die leichten Beben, die im Jahre 1903 die Westküste Messeniens betrafen, an diesem unterseeischen Steilabfall ihren Ursprung gehabt. Messenien und die Zone des Grabenbruches von Korinth bilden die beiden Hauptschüttergebiete des Peleponnes. Das messenische Stossgebiet ist nach Philippson ein Teil der grossen Schütterzone, welche sich von den ionischen Inseln bis nach der Westspitze von Kreta erstreckt.

Aus Arkadien wurde über lokale Erschütterungen aus Alyca, Stemnitza und Megalopolis berichtet. Hier kann es sich um Einsturzbeben handeln, da in dem Kalkstein Arkadiens unterirdische Kanäle, Katavotren, vorhanden sind. Doch sind auch die Bedingungen für tektonische Entstehung der Beben in Dislokationen, welche die Hochebene durchsetzen, vorhanden. Die ostarkadische Hochebene stellt einen grossen Grabenbruch dar[2]).

Am 28. November wurden Tripolis und Vlachokerassia (Arkadien), sowie Nauplia (Argolis) erschüttert. Der letztgenannte Ort an der Küste des gleichnamigen Golfes, der wie die Buchten von Korone und Marathonesi durch Einbruch entstanden ist, erlitt auch am 18. August und 4. Oktober unbedeutende Erdstösse.

Das grosse Mittelmeerbeben am 11. August (in Athen $4^h\ 35^m\ 42^s$ M. Gr. Z. registriert), betraf ganz Griechenland, die Kykladen, die ionischen Inseln, die Küsten des adriatischen Meeres bis Triest und Ancona, die südliche Hälfte von Italien bis nach Latium, Toskana und den Marken, den östlichen Teil von Sizilien, Malta, Kreta, Barka und einen Teil Ägyptens. In Mitata auf der Insel Kythera wurde die Stärke IX (Rossi-Forel) erreicht. Die ganze Insel erbebte und der Ort Mitata wurde zerstört; bei diesem Ort und bei Viaradica entstanden 200 m lange, 1 cm breite Spalten in der Richtung N.W.-S.O. Auf Santorin, Melos, in Messene, Pyrgos und Korinth mass die

1) A. Philippson, Der Peleponnes, Berlin 1892, p. 439 ff. und C. Mitzopulos, Die Erdbeben von Tripolis und Triphylia in den Jahren 1898 und 1899. (Peterm. Mitt. Bd. 46, 1900, p. 280 ff.)

2) A. Philippson, l. c., p. 106 und C. Mitzopulos, l. c., p. 277 ff.

Digitized by Google

Intensität VI Grad. In Canea (Kreta) wird ein Horizontalstoss als „ziemlich heftig" angegeben; er wurde an der Nord- und Südküste der Insel bemerkt und bewirkte leichte Risse in den Häusern, kleine Beschädigungen und Panik, so dass ihm die Stärke VI—VII zuzuschreiben ist. V—VI Grad betrug die Intensität der Erschütterung auf Sizilien; in Calabrien und Apulien war sie etwas schwächer.

In Übereinstimmung mit diesen Tatsachen führen die aus den mikroseismischen Daten der Bebenregistrierungen zahlreicher Stationen berechneten Epizentralentfernungen auf ein Epizentrum auf Kythera oder in unmittelbarer Nähe, dort, wo westlich und südwestlich dieser Insel der Morea und Kreta verbindende unterseeische Sockel in Tiefen bis zu 2000 m und darüber abfällt (cf. Nr. 13 der Tabellen der Registrierungen). Hierhin (22 1/3 ° Ö. L. Gr., 36 ° N. Br.) legte auch J. Schmidt[1]) das Epizentrum der bedeutenden Beben am 19. und 20. September 1867. Mit diesen Beben war eine grosse Flutwelle verbunden, welche bis nach Kreta, Kephallenia und Sizilien reichte. Bei dem Beben am 11. August 1903 heisst es nur aus Scicli (Syrakus): Das Meer zog sich sichtbar von der Küste zurück. Das Epizentrum dieses Bebens gehört der schon oben erwähnten, rege tätigen seismischen Zone an, die sich von den ionischen Inseln an dem Abbruch der messenischen Küste entlang bis nach Kreta erstreckt. Seebeben sind hier keine seltene Erscheinung[2]).

Dem Hauptstosse am 11. August gingen mehrere weniger ausgedehnte und weniger starke Beben voraus. Schon am 10. August wurden auf Zante eine Reihe von Stössen wahrgenommen. Zehn Minuten vor der Haupterschütterung trat auf der Insel Kythera, im Peleponnes, im mittleren Teil von Mittelgriechenland und auf der Insel Kephallenia ein Beben ein, das in Platsa an der Ostküste des Golfes von Korone die Intensität VIII, in Potamos auf Kythera die Intensität VII erreichte. Noch ein zweites Beben betraf kurz vor dem Hauptstoss den Peleponnes und Mittelgriechenland, ausserdem die Kykladen und Corfu; seine grösste Stärke lag in Leonidion an der Westküste des Golfes von Nauplia, wo die Intensität VII Grad betrug.

Auf den Hauptstoss folgten nach wenigen Minuten zwei weitere Beben. Das erste erschütterte Ostgriechenland und die Kykladen: in Mermpaka (Nauplia) und auf Santorin hatten die Stösse die

---

[1]) Schmidt, St. V. Erdb., p. 103 ff.

[2]) Rudolph, S. E. p. 240, 241.

Digitized by Google

Stärke VI. Das zweite Beben, das in Karakovunion (Kynuria) die Intensität VII hatte, war wieder ausgedehnter und betraf den Peloponnes, den südlichen Teil von Mittelgriechenland, die Kykladen und Kephallenia.

Das pleistoseiste Gebiet dieser seismischen Vorgänge am 11. August umfasste demnach den südöstlichen Peloponnes und Kythera; wir werden nicht fehlgehen in der Annahme, dass in dieser ganzen Region an diesem Tage ausgedehnte Dislokationen vor sich gingen.

Von Kythera zieht sich die seismische Zone in der Breite des 36.° ostwärts bis nach Rhodos an der Innenseite des zertrümmerten, noch in Kreta und Rhodos aus dem Meere hervortauchenden dinarisch-taurischen Zuges. In Canea, an der Nordwestküste Kretas, trat am 10. November ein starker Stoss ein. Das Beben am 25. März, das in der Stärke III in Athen $22^h\ 30^m\ 29^s$ (M. Gr. Z.) gefühlt und auch registriert wurde, hat, wie aus den durch die Erschütterung veranlassten seismischen Aufzeichnungen hervorgeht, sein Epizentrum im südlichen ägäischen Meer, in dem zwischen Kreta und den Sporaden liegenden Gebiet, gehabt (cf. Nr. 8 der Tabellen der Registrierungen). Das Beben, welches am 19. Juli in Cairo, Tantah (Ägypten) und Athen gefühlt wurde, ging von einem Herd aus, der westlich von Cypern, südöstlich von Rhodos lag; hier befindet sich ein tiefer Einbruchkessel des levantinischen Meeres. Seebeben sind hier bekannt; auch wurde die der Insel Rhodos gegenüberliegende kleinasiatische Küste von seismischen Flutwellen heimgesucht[1]).

10. Die Pyrenäen.

Im Vergleich zu der bedeutenden seismischen Tätigkeit in den Alpen, dem Appennin und dem südöstlichen Europa zeigen die Pyrenäen mit ihrem nördlichen und südlichen Vorland ein ziemlich stabiles Verhalten. Die Beziehungen, die hier zwischen den Beben und dem geologischen Bau bestehen, sind kaum erforscht.

Am 20. April waren leichte Stösse in einigen Orten von dem Ostende der Pyrenäen bis zum Departement Drôme in den Alpen spürbar, besonders an der westlichen Küste des Golfes du Lion. Die Orte, aus denen Nachrichten vorliegen, sind Port-Vendres, Perpignan, La Nouvelle, Coursan, Fleury und Salles. Am 8. November stellten sich Stösse in Espira de l'Agly bei Perpignan ein. Auf der spanischen Seite des östlichen Endes der Pyrenäen fand Ende Juni in

[1]) Rudolph, S. E. Karte.

Digitized by Google

Setcasas in der Provinz Gerona ein unbedeutendes Beben statt. De Montessus[1]) erinnert im Hinblick auf die Erschütterungen in Roussillon und Gerona daran, dass hier während des Pliocäns zwei Einbuchtungen des Meeres bestanden und dass das archaische und primäre Küstengebirge zwischen Barcelona und Gerona Überbleibsel eines Festlandes sei, das auch die Chaîne des Maures in der Provence, sowie einen Teil von Corsica umfasste und erst in junger Zeit einstürzte.

Die Beben im Gebiet der eigentlichen Pyrenäen werden, soweit sie tektonischen Ursprungs sind, in Zusammenhang mit den Dislokationen stehen, die im wesentlichen bei der posteocänen Aufrichtung herbeigeführt wurden.

Am 17. Juni wurde der spanische und französische Abhang des Col de la Perche erschüttert, am 22. März die nordwestlich vom Col de la Perche am Ariège gelegenen Orte Tarascon und Foix, auch Aix-les-Bains. Von Bagnères de Bigorre liegen wiederholt Bebennachrichten vor. Am 4. Mai wurden 12 Stunden später auch heftige Stösse in Hèches im Tal der Neste und am 16. Juni gleichzeitig ein leichtes Zittern in Bagnères und auf dem Pic du Midi wahrgenommen. In der Umgebung des Pic du Midi und des Ortes Bagnères sind die Beben überaus häufig, aber meistens sehr schwach[2]). E. Marchand[3]) ist der Ansicht, dass die Erderschütterungen in den zentralen Pyrenäen sehr oft auf unterirdische Einstürze zurückzuführen sind.

Aus Lourdes in der Nähe von Bagnères de Bigorre werden vom 23. Mai einige Stösse gemeldet. Am 13. Juli fand ein Beben in Tarbes, Pau, Agen, Bordeaux statt. Ob ein Zusammenhang mit der an demselben Tage um 15^h (M. Gr. Z.) in Barcelona verspürten Erschütterung besteht, kann nach den vorliegenden Nachrichten nicht entschieden werden, zumal für das Beben in den französischen Orten die Stunde nicht angegeben ist. In Tarbes war auch am 3. März ein Beben.

Am westlichen Ende der Pyrenäen wurde in Pamplona am 10. März und im Bezirk San Sebastian am 11. März eine leichte Erschütterung bemerkt. Vielleicht besteht eine Beziehung zwischen

---

1) M. B. Trembl., p. 299 ff.

2) M. Marchand, Observations Sismiques faites à l'observatoire du Pic-du-Midi de 1896—1902.

3) E. Marchand, Les périodes d'agitation sismique de Juillet, Août, Septembre 1904 dans les Pyrénées Centrales. (Extrait du Bull. de la Soc. Ramond, 3e trimestre 1904.)

Digitized by Google

den Beben in diesem Gebiet und dem tiefen Einbruch bis zu 5000 m im Golf von Vizcaya.

11. Portugal.

Wenden wir uns jetzt dem westlichen Teil der Pyrenäenhalbinsel zu, so gelangen wir in ein seismisch viel regeres Gebiet.

Am 9. August ereignete sich in ganz Portugal mit Ausnahme eines Streifens am Minho, des nördlichen Teiles der Provinz Traz os-Montes und des östlichen Randes nördlich vom Tejo ein heftiges Beben[1]). Von Spanien wurden noch die südlichen Hälften der Provinzen Badajos, Huelva und Sevilla betroffen. Etwa 45 Minuten später wurde auch in Valladolid nördlich vom Duero ein leichter Stoss verspürt; derselbe wird selbständigen Ursprunges sein, da aus Bragança, Miranda do Douro und Salamanca negative Nachrichten bezüglich des in Rede stehenden portugiesischen Bebens vorliegen. Das Epizentralgebiet erstreckte sich an der Küste von Lourinha bis zur Mündung des Rio Mira. In dieser Region hob sich noch die Serra Arrabida an der Nordküste der Bai von Sétubal besonders hervor; hier wurde die Intensität VIII der Rossi-Forel'schen Skala erreicht.

Das Beben am 14. September war weniger ausgedehnt; es erstreckte sich im Norden bis Torres Nova, im Osten bis Evora. Seine epizentrale Region, in der stellenweise die Intensität VII Grad betrug, war auch an der Küste gelegen zwischen Torres Vedras und Lissabon. Am stärksten wurde die Serra Cintra erschüttert.

In beiden Fällen ist die Grenzlinie des pleistoseisten Gebietes eine gegen den atlantischen Ozean weit geöffnete Kurve, und die Intensität nimmt von Westen nach Osten ab. Die Herde beider Beben sind daher im atlantischen Ozean zu suchen und zwar der Herd des Bebens am 9. August in der Breite der Serra Arrabida und der des Bebens vom 14. September in der Breite der Serra Cintra. In der Tat ist der Absturz der Küste bei Kap da Roca und Kap Espichel in die Tiefe des Ozeans sehr unvermittelt, und der Meeresboden zeigt gerade in der Breite von Lissabon eine hohe seismische Tätigkeit, wie aus der grossen Zahl der in diesem Gebiet bekannt gewordenen Seebeben hervorgeht. Erdbebenflutwellen umsäumen die Küste südlich vom 40.° N. Br. bis zur Strasse von Gibraltar[2]).

---

[1]) P. Choffat, Les Tremblements de Terre de 1903 en Portugal. (Extrait du Tome V des „Communicaçoes" du Service Géologique du Portugal).

[2]) Rudolph, S. E. p. 232.

Digitized by Google

Ob die am 28. September und 1. Dezember in Huelva am Golf von Cadiz wahrgenommenen Erschütterungen ihren Ursprung im Meere oder auf dem Lande hatten, kann nicht entschieden werden.

Am 28. September wurden auch wieder schwache Stösse in Cintra, Cascaes und Faro gefühlt. Lokal beschränkt war auch die Erschütterung am 14. Oktober in Cadaval und Alemquer zu beiden Seiten der Serra Monte-Junto. Nach P. Choffat handelt es sich hier um ein Dislokationsbeben, das durch Senkungen zwischen Spalten in dieser Gebirgskette hervorgerufen worden ist.

Von den Azoren wurde wiederholt die Insel Fayal erschüttert. Am 14. Januar war fast gleichzeitig ein Beben auf Fayal und in Ponta Delgada auf San Miguel fühlbar. Von diesem Ort liegt auch eine Nachricht vor über zwei Erschütterungen am 17. Dezember.

In der Umgebung der Azoren und auf dem Archipel selbst sind Äusserungen der seismischen und vulkanischen Kraft seit langer Zeit in grosser Zahl bekannt[1]). Die seismische Region des Azorenrückens lässt sich nicht scharf von dem Stossgebiet an der portugiesischen Küste trennen; auch wird durch mehrere Seebeben eine Verbindung mit der Insel Madeira hergestellt, die auch vulkanisches Material aufweist. Hier wurde am 27. Januar in Funchal ein unbedeutendes Beben bemerkt. Die hohe Bebenfrequenz in diesem weiten Gebiet des nördlichen atlantischen Ozeans findet unseres Erachtens kein Äquivalent allein in einer eruptiven Tätigkeit am Meeresboden, sondern deutet auch auf das Vorsichgehen ausgedehnter tektonischer Vorgänge hin.

Südlich dieser Region sind heftige Erdstösse am 22./23. September in Santa Cruz auf der Insel Palma des vulkanischen canarischen Archipels bekannt geworden. Am 9. August hat die „Nova Social" ein Seebeben bei Kap Verde verspürt. Bisher kennt man nur einige Seebeben im Norden des Kap Verde und Erdbebenflutwellen auf den Kap Verdischen Inseln[2]).

12. Die westliche Umrandung des Mittelmeers.

Die westliche Umrandung des Mittelmeers wurde in Südostspanien mehrfach erschüttert.

Am 17. Juni fand ein Beben in El Grao und El Cabañal bei Valencia statt, am 25. Februar in der Provinz Alicante von der gleichnamigen Stadt an der Küste landeinwärts bis Crevillente und

[1]) Rudolph, S. E. p. 231 ff.
[2]) Rudolph, S. E. Karte.

Digitized by Google

Elda. Das Schüttergebiet dieses letzten Bebens, dem einige Nachstösse am 26. Februar und 6. (?) März folgten, ist den sehr instabilen Distrikten von Murcia, Orihuela und Torrevieja benachbart und es ist möglich, dass bei dieser Erschütterung Verwerfungen eine Rolle gespielt haben, die mit der grossen Dislokationslinie Orihuela-Lorca-Guadix-Granada in Zusammenhang stehen. Die Linie ist durch tertiäre Einbruchsbecken gekennzeichnet, also von jungem Alter[1]). Sie ist vielleicht auch für die starken Stösse, die am 24. und 25. November in Velez Rubio in der Provinz Almeria bemerkt wurden, von Bedeutung gewesen. Velez Rubio liegt zwischen der Sierra de Maria und der Sierra de las Estancias am Sangonera, dessen Lauf einen Teil der Dislokation bezeichnet.

Vom 26. bis zum 30. Juli erbebte Albreñol südsüdöstlich von Granada, nahe der Küste am Südfusse der Sierra Contraviesa. Ganz Granada besitzt eine bedeutende Seismizität, die auf Bewegungen im Zusammenhang mit der Bildung des Mittelmeers zurückzuführen sind. Die Untersuchungen anlässlich des Bebens vom 25. Dezember 1884[2]), das sein Epizentrum bei Alhama südwestlich von Granada gehabt hat, machen es wahrscheinlich, dass für die Beben der betischen Cordillere neben mehreren longitudinalen Spalten vornehmlich drei Transversalspalten von Wichtigkeit sind, an denen die betische Kette nach der Trias unter bedeutenden horizontalen Verschiebungen in mehrere Stücke auseinandergebrochen ist. Ihre Richtung ist durch die Orte Alora-Malaga, Zaffaraya-Motril und Guadix-Almeria bezeichnet.

Die betische Cordillere geht an der Strasse von Gibraltar in einem grossen Bogen in die nordafrikanischen Ketten über. Der Einbruch des Mittelmeeres erfolgte hier gegen Ende des Miocäns. Seismische Flutwellen und Seebeben an der Südostküste Spaniens und der marokkanischen und algierischen Küste zeugen noch gegenwärtig von dem labilen Zustand innerhalb dieses Einbruchbeckens[3]).

B. Afrika.

Atlasländer. Der nordafrikanischen Gebirgszone, zu der uns die betische Cordillere hinübergeleitet hat, sind zahlreiche kessel-

---

1) M. B. Trembl., p. 326 ff.

2) Mission d'Andalousie. (Acad. des Sciences, XXX, Paris 1889), p. 115 ff. und Tafel I.

3) Rudolph, S. E.

Digitized by Google

förmige Einstürze am Gestade des Mittelmeeres eigen; dieselben sind in ihrer Umrandung sehr bebenreich[1]). Die Buchten von Oran, Algier, Djidjelli und andere stellen solche Einbrüche dar. Oran wurde am 29. Oktober leicht erschüttert, und die heftigen Stösse am 21. Dezember in Taher, 5 Kilometer von der Küste entfernt, stehen vielleicht in Beziehung zu dem Einbruch des Kessels von Djidjelli, ohne dass deswegen ihr Ursprungsort submarin zu sein braucht. Das Beben, welches am 23. September die Métidja und das obere Tal des Chéliff betraf, hat seinen Herd mehr landeinwärts gehabt, wahrscheinlich innerhalb des Gebirgszuges des Tell-Atlas. Das Schüttergebiet reichte südwärts über den Kamm des Gebirges bis nach Teniét-el-Haâd und Boghari. Sichere Angaben über das Epizentralgebiet lassen sich auf Grund der vorliegenden Nachrichten nicht machen. Blida am Südrand der Métidja, auch im Bereich dieses Bebens gelegen, wurde wieder am 28. November erschüttert. Der Südrand der Métidja und der Nordabhang des Tell-Atlas sind bei Blida sehr bebenreich. Die Ursache dieser Beben und auch des Bebens am 23. September ist in der erst am Ende des Miocäns erfolgten, mit ausgedehnten Dislokationen verbundenen Emporfaltung des Tell-Atlas zu suchen. Auch am Südabhang dieses Gebirges stellen sich zwischen Boghari und Guelma häufig Erschütterungen ein, so auch in der Nacht vom 13. auf den 14. Oktober in Sétif.

Das übrige kontinentale Afrika. Mit Ausnahme der Atlasländer zeigt der afrikanische Kontinent ein sehr stabiles Verhalten. Aus dem Jahre 1903 liegen nur Nachrichten vor über Beben in Entebbe und Hoima in Britisch-Ostafrika am 25. Mai, in Kamerun am 10. Juni, in Kapstadt am 9. Juli und in West-Griqualand am 7. August. Ausserdem wurde in der Nacht vom 3. auf den 4. Mai eine Erschütterung auf Madagaskar verspürt.

Das Beben in Entebbe und Hoima steht zweifellos in engem Zusammenhang mit den grossen Dislokationen, welche für das östliche Afrika charakteristisch sind und sich von Erythräa am steilen Ostabfall des abessinischen Hochlandes entlang über den Stefanie- und Rudolf See bis an den Schire, den Ausfluss des Njassa Sees, nachweisen lassen. Auch der Tanganika See und der Njassa See sind gewaltige Grabenbrüche. Die Vulkane Abessiniens, ferner der Elgon,

[1]) M. B. Trembl., p. 333 ff.

Digitized by Google

Kenia, Kilima-Ndscharo und andere in der Seenreihe westlich des Victoria Njansa, darunter viele tätige, und auch die Erdbeben, welche in Abessinien häufig auftreten, weisen auf die Ausdehnung der Dislokationsbewegungen der früheren Zeiten hin und zeigen, dass das durch diese Vorgänge gestörte Gleichgewicht gegenwärtig noch nicht wieder völlig erreicht ist. Nach de Montessus[1]) sind Beben aus dem weiten Gebiet bekannt, welches sich von Gondokoro am Oberlauf des Nils über den Albert Njansa und den Victoria Njansa nach Unjamwesi und weiter südlich bis nach Tete am Sambesi, südwestlich vom Südende des Njassa Sees, erstreckt.

Das Beben am 7. August in West-Griqualand wurde in Grangefarm bei Kimberley, Belmont, Koffyfontein und Bloemfontein wahrgenommen. Über die Ursache dieses Bebens lässt sich nach dem heutigen Stand der Kenntnis von Südafrika nichts Näheres sagen. Die angeführten Orte liegen sämtlich auf den horizontal gelagerten Karooschichten, die nach ihrem Alter vom Perm bis zur Trias reichen. Westlich des Vaals erstreckt sich in nordöstlicher Richtung gefaltetes paläozoisches Gebirge, zu dem das Kap Plateau, das Asbestos Gebirge und der Lange Berg gehören. Bei Kimberley und weiter östlich in der Oranje Kolonie finden sich die diamantführenden Stöcke, welche nach Chaper durch eruptive Ausbrüche gebildet worden sind[2]).

Die am 7. Juli in Kapstadt bemerkten Erdstösse können möglicherweise einen unterseeischen Ursprung gehabt haben. Es ist dies die einzige Stelle an der afrikanischen Küste, an der, abgesehen von der Mittelmeerküste, Erdbebenflutwellen beobachtet wurden[3]).

Madagaskar. In der Nacht vom 3. auf den 4. Mai ereignete sich ein Beben in Tananarivo, Mabitsy und Mawadanana auf Madagaskar. In der Provinz Imerina sind Erderschütterungen nicht selten. Die Insel ist ein Horst, der sich beim Zusammenbruch des sich von Ostindien nach Südafrika erstreckenden Kontinentes Lemuria gebildet hat. Der grösste Teil Madagaskars wird von einem aus Gneis und Granit bestehenden Hochland eingenommen, das im Osten und Westen deutlich die Spuren stufenweisen Abbruches zeigt. Im Westen und Süden wird es von ungestört liegenden Schichten aus dem Mesozoikum und dem Eocän umlagert. In dem grossen Massiv sind reichliche Spuren eruptiver Tätigkeit vorhanden. Die vulkanische Region

1) M. B. Trembl., p. 164, 165.
2) S. A. E. I., p. 504 ff.
3) Rudolph, S. E. Karte.

Digitized by Google

erstreckt sich von Tananarivo durch die Provinz Imerina nordwärts bis nach Kap Amber und den Comoren[1]). In diesen Verhältnissen ist eine gemässigte seismische Tätigkeit wohl begründet.

C. Australien.

Auch Australien war ein Teil des ehemaligen, jetzt vom indischen Ozean eingenommenen Erdteiles.

Aus dem Jahre 1903 liegen einige Bebennachrichten aus dem Süden Australiens vor. Am 27. März wurde in South Yarra, Toorak und St. Kilda bei Melbourne deutlich ein Stoss wahrgenommen, und am 7. April und 14. Juli fanden zwei starke Beben in Süd-Victoria statt. In beiden Fällen scheint die Intensität am grössten in Warrnambool an der Südküste von Victoria gewesen zu sein. Das Beben vom 7. April breitete sich bis nach Südaustralien aus, während das Schüttergebiet des Bebens vom 14. Juli sich nordwärts bis Ballarat, ostwärts bis Geelong und westwärts bis Port Fairy erstreckte, also zwischen der Küste und der Great Dividing Range lag. Ein Beben wird auch aus dem nördlichen Queensland gemeldet: am 29. März erbebte die Telegraphenstation Walsh.

Die Südküste Victorias wird häufiger von Beben heimgesucht. Für das Beben am 10. Mai 1897 hat Hogben[2]) wahrscheinlich gemacht, dass es von einer Spalte parallel der Küste zwischen Kingston und Beachport ausgegangen ist.

Nördlich von Warrnambool beginnt mit der eben genannten Great Dividing Range die grosse australische Cordillere[3]), die anfänglich in westöstlicher Richtung verläuft, dann in einem grossen nach Osten konvexen Bogen die Ostküste Australiens bis nach Kap York begleitet. Dieser Gebirgszug ist ein Teil des Systems, zu dem auch die in südnördlicher Richtung streichenden Ketten im östlichen Südausstralien, Flinders Range, Adelaide Range, gehören und welches älter ist als das Karbon. Vulkanische Vorkommnisse in der Cordillere deuten aber darauf hin, dass hier Gleichgewichtsstörungen in der Erdrinde auch noch im Tertiär eingetreten sind. In Victoria und im nördlichen Queensland sind Spuren sehr später eruptiver Tätigkeit vorhanden. Zu diesen jüngeren Vulkanen gehört der Mount

---

[1]) S. A. E. I., p. 531 ff.

[2]) Third Report of the Committee on Seismological Investigations, p. 184. (Brit. Assoc. f. the adv. of science, 1898.)

[3]) S. A. E. II, p. 188 ff.

Digitized by Google

Gambier an der Grenze von Victoria und Südaustralien, nahe der Küste. Der Abfall in die ozeanischen Tiefen ist besonders an der Küste von Neu-Süd-Wales ein sehr plötzlicher. Die Insel Tasmania liegt noch auf dem Festlandsockel; sie ist ein Teil der australischen Cordillere. Warrnambool ist etwa 100 km von der 2000 m Isobathe und 200 km von der 5000 m Isobathe entfernt. Die grosse Ausdehnung der Schüttergebiete der Beben am 7. April und 14. Juli spricht für eine tektonische Ursache.

Anhang: Antarktis.

Die Expedition der Discovery hat bezüglich der Erdbeben etwas Licht in die antarktische Region gebracht. Auf der Insel Ross war vom 14. März 1902 bis zum 31. Dezember 1903 ein Horizontalpendel von Milne aufgestellt. In dem vorläufigen Bericht über die Forschungsergebnisse führt Milne[1]) aus, dass sehr wahrscheinlich keines der 136 registrierten Beben innerhalb 50 Miles von der Insel Ross seinen Herd hatte, da die Mannschaften auf der Discovery keine Erschütterungen wahrnahmen. 73 aufgezeichnete Beben aber sind von dem Teil des Ozeans ausgegangen, der sich zwischen der Insel Ross und Neu-Seeland befindet. Milne schliesst daher auf bradyseismische Bewegungen in diesem Gebiet und auf die Existenz eines unterseeischen Rückens als südwestliche Fortsetzung von Neu-Seeland, wie er auch durch die Auckland Inseln und Macquarie Inseln angedeutet zu sein scheint. Auf eine gegenwärtig vorhandene Instabilität weisen auch der Erebus und andere Vulkane hin.

D. Asien.

1. Vorderasien.

Wir betreten jetzt die Gebiete Asiens, welche zur alpinen oder mediterranen Geosynklinale gehören und im Tertiär bedeutende tektonische Umwandlungen erlitten haben. Wir beginnen im Westen mit Kleinasien und schreiten nach Osten vor.

Kleinasien. Am 26. Mai wurde eine Erschütterung in dem an das Marmara Meer angrenzenden Teil Kleinasiens wahrgenommen. Unter anderen Orten wurden auch Mudania, Brussa, Geiwe, Ada-

[1]) J. Milne, Preliminary Notes on Observations made with a Horizontal Pendulum in the Antartic Regions. (Proceed. of the R. Soc. London LXXVI, 1905, p. 284 ff.)

Digitized by Google

Bazar und Ismid betroffen; auch Konstantinopel und Orta-Köi am europäischen Ufer des Bosporus lagen innerhalb der Schütterfläche. Stösse von der Intensität I der Skala Rossi-Forel wurden noch in Athen und Zante verspürt. Die spärlichen Nachrichten lassen in keiner Weise eine Begrenzung des pleistoseisten Gebietes zu. Man wird aber nicht fehlgehen, die Ursache in Dislokationsbewegungen zu suchen, welche eingeleitet wurden durch den Einbruch des Schwarzen und des Marmara Meeres; die Buchten von Ismid und von Gemlik, in deren Umrandung die Mehrzahl der erschütterten Orte liegen, sind tektonischer Entstehung[1]). Der Ort Gemlik erbebte leicht am 23. August.

Das am 24. September in Smyrna, Burnabat und Menemem an der Küste des Golfes von Smyrna gefühlte Beben deutet darauf hin, dass die Bewegungen, welche den in der jüngsten Zeit erfolgten Einsturz des ägäischen Meeres begleiteten, noch fortdauern. Auch die Stösse, die in Yelwadshi (Konia) und Karaghatsch (Akschehr) am 6. Juli, in Josgad (Angora) am 2. August und im Gebiet der pontischen Alpen in Kastamuni, Khengeri, Taschköprü, Aradj und Djide am 20. September gefühlt wurden, zeigen das Fortbestehen der hier besonders im Tertiär stattgefundenen, in Faltungen und Senkungen bestehenden Vorgänge an.

Syrien. An der Grenze der tertiären Faltenbogen und des syrischen Tafellandes machte sich am 7. Oktober eine schwache Erschütterung in Alexandrette, Aleppo, Idlip, Beylan und Mãara geltend. Vielleicht zieht sich durch dieses Gebiet noch der syrische Graben bis nordwärts durch das Tal des Karasu nach Marasch[2]). Diese bedeutende Bruchlinie erstreckt sich nach Süden durch die Niederung zwischen Libanon und Antilibanon, die Jordanlinie, die Grabensenkung des Toten Meeres und ihre Fortsetzung im Wadi el Araba und Golf von Akaba bis auf das grosse durch den Golf von Suës und das Rote Meer gekennzeichnete erythräische Bruchsystem. Daher mag hier kurz das Beben erwähnt werden, welches am 29. und 30. März in Palästina stattfand. Nach der Bearbeitung dieses Bebens durch M. Blanckenhorn[3]) scheint es in Jaffa am stärksten aufgetreten zu sein. Nach den eingetroffenen Nachrichten reichte das Schütter-

---

[1]) M. B. Trembl., p. 231.

[2]) S. A. E. III, p. 405.

[3]) M. Blanckenhorn, Über die letzten Erdbeben in Palästina und die Erforschung etwaiger künftiger. Zeitschr. d. deutsch. Paläst.-Ver. Bd. XXVIII, 1905.

Digitized by Google

gebiet von Ghazzeh, Bethlehem und Jericho im Süden bis nach Beirut im Norden, und Blanckenhorn neigt zu der Ansicht, dass das Beben vom südlichen oder mittleren Teil der palästinensischen Küste ausgegangen ist. In Jerusalem und Jaffa wurde auch am 19. Dezember eine schwache Erschütterung bemerkt. Diese, wie auch zahlreiche oft zerstörende Beben der früheren Zeit sind als Anzeichen dafür aufzufassen, dass der Abbruch Palästinas nach dem Mittelmeer und der Jordanlinie, der in sehr junger Zeit, vielleicht zur Zeit des Einbruches des ägäischen Meeres, staffelförmig an parallelen Brüchen erfolgte, noch nicht völlig abgeschlossen ist.

Armenien. Wir kehren zurück in das Gebiet der tertiären Faltungen und wenden uns Armenien zu. Die ausgedehnten Massen eruptiven Materials, die auf weite Strecken hier die Gestalt der Oberfläche bedingen, legen Zeugnis ab von der Grösse und Ausdehnung der Bewegungen, auf welche die jetzige Instabilität dieses Teiles der Erdkruste zurückzuführen ist. Eine grosse Erdbebenprovinz erstreckt sich vom Wan See bis an den Kaukasus und an das kaspische Meer. Am 29. April ereignete sich ein heftiges Beben im Gebiete nördlich vom Wan See bis Alexandropol (Eriwan). Neben zahlreichen kleineren Ortschaften wurde auch Melasgird am Euphrat, unfern des Nordufers des Wan Sees zerstört; man hat daher das Epizentrum nahe dieser Stadt zu suchen. Am 3. Mai fand eine gewaltige Erderschütterung in den Wilajeten Erserum, Musch und Bitlis, westlich und nordwestlich vom Wan See statt. Am 9. Mai machten sich in Melasgird noch heftige Nachstösse zum Beben vom 29. April geltend und am 12. Mai wurde dieses Gebiet von neuem von einem zerstörenden Beben heimgesucht. Sein Epizentrum lag nach Lewitzky[1]) in der Gegend des Berges Ssipan, also auf halbem Wege zwischen dem Wan See und Melasgird. Die Erschütterung wurde auch in Smyrna wahrgenommen.

Auch das Gebiet zwischen Eriwan und Tiflis einerseits und dem Schwarzen Meer andererseits war wiederholt der Schauplatz mehr oder weniger starker Beben. Abgesehen von zahlreichen nur lokal in Kars, Olor, Ssarykamysch, Achalkalaki, Achalzich und anderen Orten bemerkten Stössen, wurde am 15. April gleichzeitig ein Beben in den Orten Achalkalaki, Sursuny und Chertwis, also in den Grenzgebieten der Gouvernements Tiflis und Kars, und am 28. Mai in

[1]) Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente, St. Pétersbourg, Année 1908.

Digitized by Google

dem Distrikt zwischen Batum, Achalkalaki und Kars wahrgenommen. In einigen Dörfern der Umgebung von Ardakan wurden durch dieses letzte Beben Häuser zerstört. Am 9. Juli war das südlich von Tiflis gelegene Gebiet des gleichnamigen Gouvernements der Schauplatz einer heftigen Erschütterung, der bereits am Tage vorher in einigen Orten Stösse vorangegangen waren.

Kaukasien und Persien. Dieses Beben und die so zahlreich in Tiflis und Umgebung beobachteten Stösse führen uns in das Gebiet des Kur und an den Südfuss des Kaukasus, der sich hier als ein gewaltiger Abbruch darstellt, an dem das südliche Vorland staffelförmig in die Tiefe gesunken ist. An dieser Linie wurden 1903 an verschiedenen Stellen lokale Beben wahrgenommen, so in Duschet, nordnordöstlich von Tiflis im Gebiet der georgischen Verwerfungen, in Tiflis wiederholt, in Lagodechi und Sakataly, in Nucha und in Schemacha. Am 2. November ereignete sich ein stärkeres Beben im mittleren Tal des Kur zwischen dem Kaukasus und dem armenischen Hochland; es wurde in Tiflis, Nucha, Jelissawetopol und Schuscha wahrgenommen. Das Schüttergebiet fällt ganz in das Senkungsfeld des unteren Kur, in dem auch lokale Stösse wahrgenommen wurden, so am 18. Januar in Jelissawetopol, am 10. Februar in Gindarch.

Dieses Senkungsgebiet findet seine Fortsetzung im südlichen Teil des kaspischen Meeres, der bis zu Tiefen von 950 m unter dem Niveau der Wasserfläche eingebrochen und vielleicht noch heute in Senkung begriffen ist. So ist es auch erklärlich, dass die Umrandung dieses Einbruchskessels häufig von Erschütterungen heimgesucht wird. Am 24. Juni fand ein Beben am südwestlichen Ufer zwischen Lenkoran und Enseli statt. Auch ist nicht ausgeschlossen, dass das am 6. August in Tiflis um $3^h\ 49{,}1^m$ (M. Gr. Z.) und zahlreichen europäischen Stationen registrierte Beben sein Epizentrum im kaspischen Meer nördlich vom Elburs (cf. Nr. 12 der Tabellen der Registrierungen) hatte. Die Lokalisierung des Epizentrums konnte nicht eindeutig ausgeführt werden. Die Epizentraldistanzen mehrerer Stationen führten auf das Gebiet des Wan Sees, das auch nach dem weiter oben Gesagten ausserordentlich seismisch rege ist. Ebenso ist der Distrikt zwischen dem Wan See und dem kaspischen Meer, Aserbeidjan, die nördlichste Provinz Persiens, sehr bebenreich, wenn auch aus dem Jahre 1903 grössere Beben hier nicht bekannt geworden sind. Am 9. Februar wurden in Täbris einige Stösse bemerkt. Auch in diesem Gebiet haben noch zu später Zeit Gebirgsbewegungen eingesetzt, wie die hier

Digitized by Google

nachgewiesenen beträchtlichen Dislokationen der Schichten der ersten Mediterranstufe beweisen[1]).

Hinsichtlich der Erdbeben des Jahres 1903 ist noch auf die nördliche Abdachung des Kaukasus hinzuweisen. In Wladikawkas und Balta, in Slepzowskaja, Schatoja, Scharo-Argun (Terscher Landstrich) und in Botlicha und Derbent (Daghestan) fanden wiederholt Erschütterungen statt. Die Seismizität dieses Gebietes dürfte in Zusammenhang mit den bedeutenden späten Faltungen stehen, welche namentlich in Daghestan ein weites Gebiet ergriffen und die sarmatischen Schichten bis zu Höhen über 2000 m emporgetragen haben[2]).

Im Hinblick auf die gewaltigen, bis in die jüngste Zeit reichenden tektonischen Umwandlungen und den Bebenreichtum aller dieser Gebiete des vorderen Asiens wirft Suess die Frage auf, ob nicht infolge weitergehender Senkungen das kaspische Meer sich in das Gebiet des unteren Kur ausbreiten und der angrenzende Teil Armeniens im Laufe der Zeit auch einbrechen würde, ob sich nicht sogar der Einbruch des ganzen östlichen Kleinasiens vorbereite, ähnlich dem Einbruch des ägäischen Meeres[3]).

Erwähnenswert sind noch die Erschütterungen, welche zu wiederholten Malen in Turchis und Turbet-Cheidari im nordöstlichen Persien stattfanden. Die Beben am 25. und 30. September waren in Turchis von zerstörenden Wirkungen begleitet. Sie weisen darauf hin, dass die Vorgänge, welche die iranischen Faltungen herbeigeführt haben, auch hier noch nicht ausgespielt haben.

2. Thian-schan, Pamir, Hindukusch.

Wir schreiten weiter ostwärts, und zwar betreten wir zunächst den Zweig der mediterranen Geosynklinale, der von Hindukusch, Pamir und Thian-schan eingenommen wird. Bedeutende Beben während des Jahres 1903 sind nicht bekannt geworden, wenn auch in diesem zu Erdbeben so sehr disponierten Gebiet keineswegs seismische Ruhe herrschte.

Thian-schan. In Kopal am Nordabhang des dsungarischen Alatau, in Wjerny am südlichen Rande des Ili Beckens und in Narynskoje am Oberlauf des Naryn sind schwache Erschütterungen bemerkt worden.

---

[1]) S. A. E. I, p. 395.
[2]) S. A. E. I, p. 608.
[3]) S. A. E. I, p. 448, 449.

Digitized by Google

Vermutlich hat auch das in Taschkent am 1. Februar gefühlte, um $9^h\ 40{,}3^m$ (M. Gr. Z.) registrierte Beben sein Epizentrum im Thian-schan südlich vom Issyk-kul gehabt (cf. Nr. 4 der Tabellen der Registrierungen). Weiter westlich gelangen wir in das bebenreiche Ferghana, wo aus Andidshan und Nowy-Margelan zahlreiche Nachrichten über Erderschütterungen während des Jahres 1903 vorliegen. Die Beben vom 28. März und 19. April machten sich noch in der Stadt Chodshent fühlbar, in der auch selbständige Erschütterungen bemerkt wurden. Am 11. Februar wurde ein schwaches Beben in Katta-Kurgan fühlbar. Zahlreiche Erdstösse wurden in Kaschgar am Südabhang des Thian-schan, besonders im Januar, wahrgenommen. Aus der russischen Grenzfestung Jrkeschtam westlich von Kaschgar liegt eine Meldung über ein gleichzeitig auch in Margelan verspürtes Beben am 19. Oktober vor.

Pamir, Hindukusch. Auch im Pamir und im östlichen Hindukusch fanden Erschütterungen statt, so in Pamirski-Post am 30. April, am 2. und 13. Oktober und in Chorog an der Grenze gegen Afghanistan am 20. Januar und 23. März. Das Beben am 23. März erreichte auch Chodshent; auch die an demselben Tage etwas später in Chitral (Ostindien) südlich von Chorog bemerkte Erschütterung wird auf denselben Ursprung zurückgehen. Endlich liegt noch eine Meldung vor aus Killa Drosh südlich von Chitral über ein dort am 2. Juli wahrgenommenes Beben.

Alle diese seismischen Äusserungen sind aus der Jugendlichkeit der Gebirgswelt, in der sie stattfanden, zu begreifen. Die jetzige Gestaltung des Thian-schan datiert erst aus der Zeit nach dem Tertiär und es sind auch nach Suess für eine noch andauernde Hebung Anzeichen vorhanden, die freilich nicht zweifelfrei sind[1]). Dieselben Vorgänge aber, unter deren Einwirkung die einzelnen Zweige des Thian-schan entstanden, haben sich auch auf den Pamir und den Hindukusch erstreckt[2]); auch der Pamir stellt sich dar als ein System paralleler Ketten. Mit der Emporfaltung der einzelnen Gebirgszüge gingen Dislokationen und Einbrüche Hand in Hand. Durch die Untersuchungen, welche gelegentlich des zerstörenden Bebens von Wjerny am 9. Juni 1887 von Muschketoff[3]) angestellt wurden,

---

[1]) S. A. E. I, p. 602.

[2]) S. A. E. III, p. 366.

[3]) Muschketoff, Das Erdbeben von Vernyi vom 28. Mai 1887. (Mémoires du Comité Géologique X, 1.)

Digitized by Google

ist der tektonische Charakter aller turkestanischen Beben klargelegt worden. Für die Beben in Wjerny insbesondere ist ein Zusammenhang mit longitudinalen Verwerfungen im transilenischen Alatau nachgewiesen. Unter den für Beben prädisponierten Gebieten nennt Muschketoff auf Grund der erforschten Dislokationsverhältnisse im Thian-schan auch die Umgegend der bereits erwähnten Stadt Kopal am Nordabhang des dsungarischen Alatau. Die hohe Seismizität des Distriktes von Kaschgar wird von Muschketoff vermutet.

3. Himalaya, Vorder- und Hinterindien.

Himalaya. Am 20. Januar wurde ein schwaches Beben in Srinagar (Kaschmir) verspürt, und wahrscheinlich ist das Epizentrum des am 10. Dezember $17^h\ 05{,}3^m$ (M. Gr. Z.) in Taschkent und anderen Stationen registrierten Bebens auch in Kaschmir zu suchen. Srinagar ist in der oberpaläozoischen und mesozoischen Mulde von Kaschmir gelegen. Die tektonischen Vorgänge, unter welchen der Himalaya aufgerichtet worden ist, haben durch lange Zeiträume gewirkt, spielten sich gewiss noch während des jüngeren Tertiärs ab und dauern vermutlich auch heute noch fort[1]). Insbesondere sind in der Mulde von Kaschmir Spuren junger tektonischer Umwandlungen vorhanden, so dass wir die häufigen Beben dieses Gebietes als Äusserungen derselben Kräfte ansehen müssen, welche den Südrand Tibets so ausserordentlich disloziert und in hohe Gebirgsketten gefaltet haben. Es ist aber nach dem heutigen Stand der geologisch-tektonischen Erforschung dieser Gegenden nicht möglich, bestimmte Bruchlinien in Zusammenhang mit den einzelnen Beben zu bringen. Die Aufrichtung des Himalaya hat auch die Ebene des Ganges in Mitleidenschaft gezogen. Darauf deuten u. a. die Beben von Delhi und auch die in Bharatpur am 29. Mai wahrgenommene Erschütterung, wenn auch infolge der ausgebreiteten alluvialen Bedeckung keine Störungslinien zutage treten[2]). Der Ort Sibi (Belutschistan), in dem sich am 23. Dezember ein heftiger Stoss ereignete, gehört dem seismisch sehr regen Schüttergebiet von Quetta an, das durch das zerstörende Beben im Jahre 1892 besonders die Aufmerksamkeit auf sich lenkte.

Vorderindien. Die Erschütterung in Disa, Jodhpur, Bhuj (Gudscharat und Sind) am 14. Januar führt uns in die Ebene östlich des

1) S. A. E. III, p. 350.
2) M. B. Trembl., p. 204 ff.

Digitized by Google

unteren Indus. De Montessus glaubt die Seismizität dieses Gebietes zwischen Belutschistan und Dekhan auf den Umstand zurückführen zu sollen, dass das Gondwanaland, welches sich ursprünglich wahrscheinlich bis nach Madagaskar und Südafrika erstreckte, durch das Vordringen des Jurameeres in das Gebiet des heutigen Indus zerrissen wurde.

Am 26. November und 17. Dezember machte sich eine Erschütterung im südlichen Assam, in Silchar, Sylhet, Adampur und Kalighat geltend. Die am 26. November wahrgenommenen Stösse sollen die stärksten seit dem grossen Beben von 1897 gewesen sein, aber keine Beschädigungen angerichtet haben. Silchar wurde auch am 1. September schwach erschüttert. Silchar und Sylhet liegen in einer Synklinale, zu der das nördlich davon liegende Shillongplateau steil abfällt. Hier zeigen sich an einer grossen Flexur kretaceische und tertiäre Schichten gefaltet. Jung tertiäre, steil aufgerichtete und gefaltete Schollen zeigen sich auch noch südlich des Abbruches innerhalb der Depression. Nach Suess[1]) hat vielleicht ehemals ein Zusammenhang des Plateaus von Assam mit den Rajmahalbergen im Knie des Ganges bestanden, so dass in späterer Zeit ein Einbruch erfolgt wäre, der jetzt vom Ganges vorgezeichnet ist. Am 27., 28. und 30. Oktober wurde Gopalpur an der Küste des Golfes von Bengalen am Abhang der östlichen Ghats erschüttert.

Hinterindien. Am Ostende des Himalaya streichen die Gebirgsketten aus dem südlichen Tibet in grossen Bogen durch Jünnan in die hinterindische Halbinsel. In den westlich des Tieflandes des Irawadi hinziehenden burmanischen Ketten ist das Tertiär stark gefaltet und disloziert, während aus der Ebene des Irawadi eine Reihe von Vulkanen aufragt, die durch die Vulkaninseln Narcondam und Barren Island nach Süden fortgesetzt wird. Eruptionen fanden zur Zeit des Miocäns statt. Shwegu bei Bhamo im Oberlauf des Irawadi erlitt am 4. Dezember einen sehr heftigen Stoss, durch den die Häuser erschüttert wurden; der Ort ist in einem habituellen Stossgebiet gelegen. Auch in Rangun im Delta des Irawadi, wo am 7. November eine ziemlich starke Erschütterung beobachtet wurde, sind Beben aus früheren Jahren bekannt. Westlich dieser Stadt erhebt sich am Bassein der Chouk-talon, ein Trachytfels, ein Glied der eben erwähnten Vulkanlinie[2]).

[1]) S. A. E. I, p. 527, 528.
[2]) S. A. E. I, p. 579 ff.

Digitized by Google

Bevor wir den hinterindischen Inselarchipel betreten, unterziehen wir die Beben, welche sich im Jahre 1903 in Sibirien und China ereigneten, einer Untersuchung.

4. Das sinisch-sibirische Gebiet.

Altai. Innerhalb des Altaisystems ereignete sich am 12. März ein starkes Beben zwischen Ob und Jenissei südlich der Bahnlinie und am 16. Mai eine Erschütterung an der Grenze dieses Systems in dem Gebiete von Minussinsk. Das Schüttergebiet des Bebens am 12. März reichte im Norden bis nach Tomsk und Atschinsk, im Westen bis an den 82. Meridian (Ö. L. Gr.), im Osten bis an den 92. Meridian (Ö. L. Gr.) und im Süden etwa bis an den 52. Grad N. Br., der aber im Südwesten noch ein wenig überschritten wird. Nach einer vorläufigen Bearbeitung der eingelaufenen makroseismischen Nachrichten durch A. Voznessensky[1]) hebt sich ein Epizentralgebiet heraus, das sich bei einer Breite von 30 km und einer Länge von 250 km von Kusnezk in südwestlicher Richtung nach Biisk erstreckt. Es zeigt sich ferner, dass diese Richtung der Epizentralzone, sowie auch die mittlere Richtung der Hauptachsen der von den Isoseisten des VI., IV. und II. Grades (Rossi-Forel) umschlossenen Distrikte nahezu den mutmasslichen tektonischen Linien dieses ganzen Gebietes parallel sind. Kusnezk liegt in einem grossen Kohlenbecken, einer Synklinale, welche im Osten und Westen von den beiden Antiklinalen des Kusnezkii-Alatau und des Salaïr begrenzt wird. Es ist möglich, dass die Vorgänge, die diese Hauptzüge des heutigen Reliefs herausbildeten, noch nicht ganz erloschen sind.

Auf diese Vermutung führt auch das bereits erwähnte Beben von Minussinsk am 16. Mai, das aber im Vergleich zu dem eben betrachteten mehr lokaler Natur war. Sein Schütterareal im Gebiete der Flüsse Amyl, Kebesch, Tuba beträgt etwa 300 qkm[2]); sein Epizentrum scheint nicht sehr weit von Minussinsk entfernt gelegen zu sein. Suess[3]) spricht von „dem Minussin'schen Zwischengebiet", das zwei von einander verschiedene Elemente des asiatischen Gebirgsbaues, den alten Scheitel im Osten und die zum Altai gehörigen Berge im Westen von einander trennt. Es erstreckt sich vom Westsajan im Süden bis nach Atschinsk und Mariinsk im Norden und

[1]) A. Voznessensky, Bulletin Sismique de l'Observatoire Magnétique et Météorologique d'Irkutsk, 1903.

[2]) A. Voznessensky, l. c.

[3]) S. A. E. III, p. 98 ff.

Digitized by Google

wird in südnördlicher Richtung vom Jenissei durchströmt. In dieser Niederung zeigen sich hufeisenförmig gebogene, gegen Norden konkave, aus Devon und Kulm bestehende Falten, die wahrscheinlich posthumen Bewegungen ihre Entstehung verdanken.

Baikal See. Wenden wir uns jetzt dem alten Scheitel Eurasiens zu. Hier interessiert uns besonders die Umgebung des Baikal Sees. Aus einer Zusammenfassung der vorliegenden Erdbebennachrichten ergibt sich, dass die hauptsächlichsten Stosspunkte im Jahre 1903 um den südlichen Teil des Baikal Sees gruppiert sind, von Buguldeisk am Westufer über den Angaraausfluss, Kultuk und die Mündung der Selenga bis nach Turbinsk am Ostufer gegenüber der Insel Olchon. Am 3. April wurde auch Werchne Udinsk und Ilka, etwas östlich der Mündung der Selenga von einem unbedeutenden Beben heimgesucht, und das grosse Beben am 26. November erstreckte sich, wenn wir dem Verlauf der Isoseiste des II. Grades (Rossi-Forel) folgen, von Nertschinsk östlich von Tschita über den Baikal See weg bis nach Nischne Udinsk; sein Epizentralgebiet war aber im Mündungsgebiet der Selenga gelegen[1]). Erwähnenswert sind noch die zahlreichen Stösse, welche in den Gargin'schen Mineralquellen (54° 20′ N. Br., 110,5° Ö. L. Gr.) nördlich von Bargusinsk, unfern des Nordendes des Baikal Sees, von Anfang Mai sechs bis sieben Monate hindurch beobachtet wurden. Sie waren örtlich beschränkt und wurden in Irkutsk nicht registriert; es scheint sich demnach um einen lokalen Bebenherd zu handeln.

Die übrigen im Jahre 1903 stattgefundenen Beben in der Umgebung des Baikal Sees sind zweifellos tektonischen Ursprunges. Die tektonischen Züge, welche insbesondere den östlichen Flügel des Amphitheaters von Irkutsk und in ihm den Baikal See charakterisieren, geben wichtige Anhaltspunkte, um die bedeutende Seismizität dieses Gebietes zu erklären[2]).

Das Gebirgsland im Südosten des Sees ist von langen Brüchen durchzogen, die am sichersten gerade im Gebiet der unteren Selenga erkannt sind. Der Unterlauf dieses Flusses kreuzt mehrere Gräben, welche einer Zerrung, einer disjunktiven Dislokation, ihre Entstehung verdanken. Diese Bruchlinien sind von eruptiven Materialien, nämlich Porphyr, Porphyrit, Melaphyr, Basalt, seltener von Trachyt und Ryolith begleitet. In dem vom Gänse See eingenommenen Graben

---

1) A. Voznessensky, l. c.

2) S. A. E. III.

Digitized by Google

zeigen sich auch tertiäre, braunkohlenführende Schichten disloziert; er kreuzt die Selenga bei Werchne Udinsk und wird fortgesetzt durch das Tal der Uda, des Choloi und des mittleren Witim. Zu beiden Seiten des letztgenannten Flusses ragen die beiden Vulkane Obrutschew und Muschketow empor, von denen der erste aus losen Schlacken und Laven besteht. Von der Grabeneinsenkung des Gänse Sees geht ein anderer Graben ab, der den Südrand des einen Horst darstellenden Zagan Daban begleitet, vom Tugnui durchflossen wird und auch Basalt aufweist. Ein dritter Graben endlich wird vom Flusse Chilok eingenommen; er begrenzt den Saganskii Horst im Süden und besitzt ebenfalls Züge von Basalt. Im Zagan Daban und Saganskii Gebirge sind auch Querbrüche nachgewiesen worden. Die Gräben des Gänse Sees und des Tugnui setzen sich wahrscheinlich in einem Graben der unteren Dschida fort. Auch der Baikal See ist durch disjunktive Dislokation, vermutlich im mittleren Tertiär, entstanden. Die Flussläufe der Selenga und der Angara, die ehemals einen zusammenhängenden Strom bildeten, wurden in ihre gegenwärtige Lage auseinandergezerrt; zwischen ihnen liegen Tiefen bis zu 1500 m. Die Umrandung des Sees ist aber bis auf eine einzige Stelle frei von eruptivem Gestein; nur bei Kultuk, am südlichsten Ende, findet sich Basalt. Im Westen des Sees ist noch im Primorskii Chrebet ein schmaler Teil des östlichen Flügels des Amphitheaters von Irkutsk erhalten. An seiner Westseite brach wahrscheinlich bereits vor dem Kambrium ein bedeutender Teil des alten Scheitels in die Tiefe; der östliche Abbruch aber bildete sich erst bei der Entstehung des Baikal Sees aus.

Dieses von der Tektonik des Baikal Sees und seiner Umrandung entworfene Bild zeigt zur Genüge, wie sehr dieses Gebiet, besonders die südliche Hälfte, für Erdbeben disponiert ist; und gerade aus dem Distrikt der unteren Selenga, in dem das Epizentralgebiet des ausgedehnten Bebens vom 26. November und u. a. auch des heftigen Bebens vom 12. Januar 1862 gelegen war, sind, wie erwähnt worden ist, Grabenbrüche bekannt, die in einem Falle nachweislich auch tertiäre Schichten disloziert haben.

China. Aus dem Osten des asiatischen Festlandes sind zwei Erschütterungen von mässiger Stärke am 1. und 6. Februar in Tafakung in Ordos zu erwähnen. Der erschütterte Ort liegt in der Nähe der nördlichsten der drei Krümmungen, welche der Hoangho im Norden von Ordos beschreibt, dort, wo das ehemalige Flussbett den

Digitized by Google

Lang-schan begleitet [1]). Auf eine Erklärung der Ursache dieses Bebens müssen wir in Ansehung der spärlichen makroseismischen Nachrichten und des Standes der geologischen Erforschung dieses Gebietes verzichten. Ordos ist ein Teil eines eingesunkenen Tafellandes, an dem sich der Nan-schan, die Faltenzüge der Wüste Ala-schan, sowie der Chara-narin-ula und der Lang-schan als die Aussenketten der Altaiden gestaut haben [2]).

Die Beben, welche sich im Juni in Tschin-Tschou und Umgebung bei Pao-ting-fou und am 23. Juli und 9. und 10. August in Hien-Hien bei Ho-kien-fou ereigneten, gehen vielleicht, wie auch die Beben der früheren Zeiten in diesem Gebiet, von den Dislokationen aus, die bei der Bildung des Bruchbeckens der grossen Ebene entstanden, wie z. B. der Flexur des Nankou im Nordosten von Peking. Am 23. Juli und 9. August, sowie am 25. November wurden auch Stösse in Tientsin bemerkt. Am 6. Januar wurden Ostchina und Korea von einem mässigen Beben erschüttert. Es wurde in Schang-hai, Si-ka-wei, Wei-hai-wei, Tschi-fu, Söul und Tsche-mul-p-ho wahrgenommen; auch die Erschütterung in Saga im Nordwesten von Kiushiu wird von demselben Beben herrühren. In Übereinstimmung mit diesen makroseismischen Nachrichten führen die aus den mikroseismischen Daten berechneten Epizentralentfernungen auf den Ausgang des Gelben Meeres nach dem ostchinesischen Meer hin (cf. Nr. 2 der Tabellen der Registrierungen). Es muss dahingestellt bleiben, ob dieses Beben und auch die am 14. und 15. Juli 1903 in Schang-hai und Umgebung wahrgenommenen Erschütterungen auf tektonische Vorgänge zurückzuführen sind, die ihren Ausgangspunkt in der nahe vorbeiziehenden, während des Tertiärs stark gefalteten und dislozierten circumpazifischen Geosynklinale haben. Die Erschütterung in Haïphong (in Tonking) am 13. Februar 1903 hängt vermutlich mit den Lagerungsstörungen der Kohlendistrikte in der Bucht von Along zusammen [3]).

5. Der ostindische Inselarchipel.

Wir wenden uns wieder der mediterranen Geosynklinale, und zwar ihrem östlichen Ende zu, verfolgen sie bis zu ihrer Vereinigung mit der circumpazifischen und nehmen dann den durch diese vorgezeichneten Weg über die Philippinen und Formosa nach Japan.

---

1) Cosmos, Revue des Sciences, Paris 1904, Bd. 50, p. 65.
2) S. A. E. III, p. 256 ff.
3) M. B. Trembl., p. 141.

Digitized by Google

Sumatra. Während des Jahres 1903 wurde Sumatra ausschliesslich in seinem südlichen Teil erschüttert. Die Beben waren an Intensität nicht bedeutend, viele aber hatten ein ausgedehntes Schüttergebiet. Am 1. Januar war ein Beben in den Bezirken Sepoeteh, Sekampoeng und Semangka, am 4. Januar in Semangka und vom 5. bis zum 14. Januar mit Unterbrechungen in Kota Agoeng, Semangka und Telok Betong im Südosten Sumatras fühlbar. Am 4. April, 4. Juli, 19. und 27. Oktober und 25. November wurde die Südwestküste der Insel erschüttert. Es sind fast immer dieselben Orte, aus denen Meldungen über Erdstösse vorliegen, nämlich Lais, Benkoelen, Tais, Manna, Bintoelen, Kroë unmittelbar an der Küste und Padang Oelak Tanding, Kepahiang, Moeara Doewa, Banding Agoeng am Nordostabhang des Barisan Gebirges. Die Epizentren dieser Beben können nicht bestimmt werden, da infolge der geringen Intensität der Erschütterungen und auch der Spärlichkeit der vorliegenden Nachrichten Isoseisten nicht gezogen werden können. Es ist sehr wahrscheinlich, dass viele dieser Küstenbeben unterseeischen Ursprungs sind; manche werden von Dislokationen im Barisan Gebirge ausgehen; andere sind rein vulkanischen Ursprungs. Zu den vulkanischen Beben gehören die vielen lokalen Stösse, über welche aus den Orten Lahat und namentlich Kepahiang, in deren Nähe der noch tätige Vulkan Dempo gelegen ist, auch im Jahre 1903 berichtet worden ist. Eine reine Scheidung in dieser Beziehung vorzunehmen ist nach dem vorliegenden Material nicht angängig.

Überschauen wir zunächst auch die javanischen Erdbeben des Jahres 1903, um dann im Zusammenhang uns die Hauptzüge in der letzten Entwickelung dieser beiden Inseln vorzuführen.

Java. Den Übergang nach Java vermittelt das an Schütterfläche sehr ausgedehnte, an Intensität jedoch nicht bedeutende Beben vom 27. Februar, welches mit kurzen Ruhepausen von Tais und Talang Betoetoe auf Sumatra und Muntok auf Bangka einerseits über die Sundastrasse hinüber in West-Java bis Tegal an der javanischen Nordküste wahrgenommen wurde. Bezüglich der Intensität liegen keine auf einer festen Skala fussende Angaben vor. Es scheint aber die Erschütterung besonders im nordwestlichen Ende Javas stärker als in den übrigen Teilen des Bebenbereiches gewesen zu sein. Die in Menes, Serang, Tjilegon, Pandeglang, Rangkas Betoeng gefühlten Stösse werden als „sehr heftig“ bezeichnet; in Menes zeigten sich kleine Risse im Amtsgebäude des Assistent-Residenten. Es ist

Digitized by Google

nicht unwahrscheinlich, dass das Beben von der Sundastrasse ausgegangen ist. Die grosse Ausdehnung der Schütterfläche lässt ferner auf eine tektonische Ursache schliessen.

Von den rein javanischen Beben traten die meisten im westlichen Teil der Insel auf. Am 11. Februar wurden die Preanger Regentschaften und Cheribon, am 9. und 14. Juni West-Java von Serang bis Malabar, am 16. November West- und Mittel-Java zwischen Malabar und Soerakarta erschüttert. In Ost-Java machten sich in Blidar, Kediri, Toeloeng Agoeng, südlich von Soerabaja, und in Bondowoso im Ostende der Insel leichte Beben geltend. Bemerkenswert sind auch die wiederholten Erschütterungen in Malabar, sowie im September in Bantarkawoeng (Pekalongan). Am 1. Mai war auch ein sehr kräftiger Stoss auf der Insel Kangean nordöstlich vom Ostende Javas fühlbar.

Diese hohe Seismizität der beiden grossen Inseln findet eine hinreichende Erklärung in den Tatsachen ihrer letzten Entwicklungsgeschichte[1]). Ihr heutiges Relief, wie überhaupt das des gesamten malayischen Archipels ist erst hervorgerufen worden durch eine grosse Gebirgsbildung in der Übergangszeit vom Tertiär zum Diluvium. Durch diese entstanden im wesentlichen die jetzigen Faltenzüge und infolge gleichzeitig vor sich gehender Vertikalbewegungen der ganzen malayischen Scholle die Gräben bis zu Tiefen über 5000 m am Aussenrande Javas und der Sumatra begleitenden Inselreihe von Engano bis Simeuloe. Diese Inselreihe stellt sich als Fortsetzung der Faltenzüge Javas dar und ist von Sumatra durch Gräben bis über 1600 m und 2200 m Tiefe getrennt. Zusammen mit dieser gewaltigen Auffaltung der Schichten und der ungleichmässigen Hebung der malayischen Scholle ging eine Zertrümmerung vor sich, welche die Vulkanzone am äusseren Rande hervorrief. Dann aber erfolgten am Ausgang des Diluviums auf Sumatra wie auch auf Java neue Dislokationen und Einbrüche, welche neue Vulkane entstehen liessen. In diese Zeit gehört die Bildung des Seminung im Ranau See im Südwesten Sumatras, der Einbruch der Sunda-Strasse zwischen Sumatra und Java und der Wijnkoopsbai in West-Java südlich von Buitenzorg. Ein wichtiger Umstand für die Seismizität Sumatras und Javas und der übrigen Inseln des Archipels ist die Tatsache, dass in diesem ganzen Gebiete vermutlich die Gebirgsbildung nie ganz aufgehört hat. Für Sumatra sind neben

---

1) W. Volz, Zur Geologie von Sumatra. (Geol. u. Pal. Abhandl., herausgeg. v. E. Koken, N. F. Bd. VI, 2, Jena 1904.)

Digitized by Google

der jüngsten Faltung drei maximale Phasen der Gebirgsbildung festgestellt worden, eine präkarbonische, eine prätriadische und eine alttertiäre.

Die zahlreichen Beben sind in ihrer Gesamtheit, unter Einschluss der vulkanischen, ein Zeugnis dafür, dass jedenfalls augenblicklich ein Gleichgewichtszustand noch nicht erreicht ist; vielmehr hat es den Anschein, als ob Sumatra sowohl wie Java im Laufe der Zeiten einer gänzlichen Zertrümmerung entgegengeht.

Nach Schneider[1]) hat freilich Java bis in die jüngste Zeit aus drei voneinander getrennten Inseln bestanden: West-Java, Mittel-Java, Ost-Java. Die Trennung durch die Meeresstrassen von Cheribon nach Bonjoemas und von Soerabaja nach Kediri ist durch Bildung neuer Vulkane und ihre Auswürflinge aufgehoben worden. Doch widersprechen solche Vorgänge nicht der Vermutung, dass durch tiefgreifende tektonische Prozesse Sumatra und Java schliesslich ebenso zerstückelt werden können, wie es die östlich von Java beginnende Inselreihe zeigt. Das Netz von Sprüngen, welches diese beiden Inseln durchzieht und die Anhäufung von jungen, noch tätigen Vulkanen, namentlich auf Java, erschwert aber die Erforschung der Ursache der Beben sehr und wird auch wohl bei genauerer Kenntnis der einzelnen Schüttergebiete die Feststellung, ob es sich um ein tektonisches oder ein vulkanisches Beben handelt, nicht immer zulassen.

Die Inseln östlich von Java. Wenden wir uns von Java weiter östlich und verfolgen den malayischen Bogen über die kleinen Sunda Inseln, den Banda Bogen und die Südost Inseln bis nach der Insel Boeroe, so werden wir gewahr, dass dieser im Laufe des Jahres 1903 auch in der ganzen Erstreckung seines östlichen Teiles von Beben erschüttert worden ist. Viele Beben fanden ferner zu beiden Seiten der Molukken See, auf Celebes und den Inseln Batjan und Ternate statt. Die in der Minahassa, im nordwestlichen Celebes, wahrgenommenen Erschütterungen wurden oft auch auf den Sangi Inseln bemerkt. Diese Inselgruppe am Ostrande der Celebes See führt uns dann nach den Philippinen hinüber, von denen ebenfalls aus fast allen Teilen Nachrichten über Erdbeben im Jahre 1903 vorliegen. Die Beben waren freilich zur Mehrzahl nicht bedeutend hinsichtlich ihrer Intensität und zum Teil nur von geringer Ausdehnung. Von zerstörenden Wirkungen war nur das Beben am 28. Dezember im Osten

[1]) Schneider, Über den vulkanischen Zustand der Sunda-Inseln und der Molukken im Jahre 1884. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. XXXV, Wien 1885.)

Digitized by Google

von Mindanao und der Nordostspitze von Celebes begleitet. Doch sprechen alle Erschütterungen für die Fortdauer der Vorgänge, die, wie in Sumatra und Java so auch hier, erst in junger geologischer Epoche ihr Maximum der Entfaltung erreichten und auf eine gänzliche Zertrümmerung des malayischen Archipels gerichtet zu sein scheinen.

Die Timor See, die Banda See, die Celebes See, die Sulu See sind mit ihren grossen Tiefen und den Steilabstürzen zu ihnen an der Wende des Tertiärs und des Diluviums entstanden[1]). Viele noch tätige Vulkane, darunter der Rendjani auf Lombok, der Tambora auf Soembawa, der Parampuwan und andere auf Flores, submarine Eruptionen, Seebeben, seismische Flutwellen und die Erschütterungen der Inseln selbst sind ein Vermächtnis aus der Zeit dieser grossen Umwälzungen.

Die Reihe der jungen javanischen Vulkane findet ihre Fortsetzung in den kleinen Sunda Inseln bis zur Insel Pantar. Am 5. Januar wurde die ganze Insel Lombok erschüttert; und vom 14. November wird über zwei sehr heftige Stösse auf der Insel gemeldet, die ihren Ausgangspunkt im Vulkan Rendjani hatten. Aus Bima auf Soembawa liegen wiederholt Nachrichten über dort gefühlte Beben vor, und in dem östlichen Teil der Insel Flores und der benachbarten Insel Solor machten sich am 8. Februar einige Stösse geltend. Durch das östliche Ende von Flores zieht in südwestlich-nordöstlicher Richtung eine tektonische Linie, die durch die tätigen Vulkane Ilimandiri in der Nähe des Goenoeng Api, Leworoh und Parampuwan gekennzeichnet ist[2]).

Die östlich von Pantar gelegenen Inseln Alor, Kambing, Wetter und Roma tragen nach unserer jetzigen Kenntnis nur ältere Vulkane. Aus Ilwaki auf Wetter wird vom 7. Juli ein heftiger Stoss gemeldet. Südlich dieser Insel hatte Atapoepoe auf Timor wiederholt unter Erschütterungen zu leiden. Suess[3]) fasst Timor als Teil der völlig zerbrochenen Banda Cordillere auf, die sich weiterhin über die Inseln Kisser, Letti, Moa nach den Babber Inseln zieht und von dort in halbkreisförmigem, nach Westen offenem Bogen hart am Rande eines bis zu 6505 m Tiefe herabstürzenden Grabens über die Timorlaoet Gruppe und die Kei Inseln bis nach Ceram verläuft. Ceram und

1) W. Volz, l. c.
2) Kotô, M. A.
3) S. A. E. III, p. 296 ff.

Digitized by Google

Boeroe sind nach Suess Teile eines von Neu-Guinea herziehenden Gebirgszuges.

Hier liegt kein jüngerer Vulkan, aber in der Banda Cordillere, sowie in der von Neu-Guinea herstreichenden Kette sind Beben nicht unbekannt. Im Laufe des Jahres 1903 wurden häufig in Serwaroe auf Letti Erdstösse bemerkt, am 10. Februar zwei Stösse in Tepa auf Babber, am 30. März ein Stoss in Elat auf Gross Kei; an demselben Tag einige heftige Stösse in Tifoe, Masarete und Kajeli auf Boeroe. Der Nachricht von dem Beben auf Boeroe ist die Bemerkung hinzugefügt, dass unmittelbar darauf ein Seebeben stattfand, welches ungefähr dreiviertel Stunden anhielt und ein Steigen des Meeres um etwa ein Meter bewirkte. Der Herd der Erschütterungen auf Boeroe am 30. März wird daher ein unterseeischer gewesen sein. Der an demselben Tage auf dem 800 km entfernten Gross Kei wahrgenommene Stoss dürfte nur zufällig in dieselbe Zeit fallen und selbständigen Ursprungs sein, da von den dazwischen liegenden Inseln keine Erdbebennachrichten von diesem Tage vorliegen. Auf Boeroe machten sich ferner noch am 2. Februar und 20. Juli in Kajeli, am 20. April und 10. November in Tifoe und Masarete Erschütterungen bemerkbar.

Die zwischen Ceram und Boeroe gelegene Insel Amboina trägt den Wawani, über den die Frage bezüglich seiner aktiven vulkanischen Natur noch nicht entschieden ist. Die auf Amboina gefühlten Beben finden auch hinreichende Erklärung in den Bruchlinien, welche die Insel und das benachbarte Saparoea einschliessen und ungefähr der Südküste von Ceram und einer an dieser entlang ziehenden Dislokation parallel laufen[1]). Auf dieser Dislokation war westlich der Elpapoetih Bai das Epizentrum des Cerambebens am 30. September 1899 gelegen. Eine andere Störungslinie streicht von Amboina nordwärts quer durch die westliche Halbinsel von Ceram. Von Ceram sind Beben während des Jahres 1903 nicht bekannt. Banda und Piroe auf Amboina aber wurden am 25. Januar beziehungsweise am 13. März unbedeutend erschüttert; und am 13. Oktober wurde fast gleichzeitig ein Stoss auf Amboina und Saparoea bemerkt.

Von der Banda Cordillere durch einen tiefen Graben getrennt, zieht sich westlich von ihr in konzentrischem Bogen ein Rücken mit jungen Vulkanen von den Dammer Inseln nach der Banda Gruppe. Suess vermutet, dass dieser ganze Rücken, der westlich bis zu einer Tiefe von 5267 m abfällt, aus vulkanischem Material besteht. Die

[1]) M. B. Trembl., p. 445.

Digitized by Google

hier lokal auftretenden Beben, wie z. B. in Banda Neira, das auch 1903 häufig erschüttert wurde, können sehr wohl vulkanischen Ursprunges sein. Das am 12. Februar stattgefundene, in Atapoepoe auf Timor, auf Woeloer in der Dammer Gruppe und Toeal in der Kei Gruppe schwach wahrgenommene Beben dürfte dagegen tektonischen Ursprunges gewesen sein; es wird ein unterseeisches Zentrum gehabt haben. Dasselbe gilt von dem Beben am 4. Dezember, das sich in Elat und Toeal in der Kei Gruppe und durch sehr heftige Stösse auf der Insel Banda der Banda Gruppe bemerkbar machte. Die Epizentren beider Beben sind wahrscheinlich in dem südlichen, beziehungsweise nördlichen Teil des zwischen der Banda Cordillere und dem Vulkanrücken gelegenen tiefen Graben zu suchen.

Batjan, Halmahera und Ternate. Nördlich von Ceram und Boeroe, durch die tiefe Ceram See von ihnen getrennt, liegen die Inseln Gross Obi, Batjan, Halmahera und mehrere kleinere, darunter Ternate. Nach Westen zu fällt der Sockel dieses Inselkomplexes in einen schmalen, bis zu 4709 m tiefen Graben der Molukken See ab. Am 24. Juni und 27. August wurden Ternate und Laboeha (Insel Batjan) gleichzeitig erschüttert, Ternate auch am 14. Juli und 4. Oktober und Laboeha wiederholt. Ternate trägt einen tätigen Vulkan, das Glied einer Reihe junger Vulkane, die mit dem Vulkan Makian auf der Insel Makian beginnt und sich nordwärts über den Gamkonorah bis in die Gegend von Galela auf Halmahera hinzieht. Von Makian sind Eruptionen aus den Jahren 1760, 1819, 1846, 1861, von Ternate aus den Jahren 1673 und 1840, von dem aktiven Gamkonorah aus dem Jahre 1673 bekannt. Von der Insel Batjan kennt man gegenwärtig nur kretaceische Eruptivgesteine[1]).

Celebes und Sangi Inseln. Jenseits der Molukken See gelangen wir nach Celebes, das besonders in seiner nördlichen Halbinsel häufig erschüttert wurde. Aus dem Südwesten liegt nur eine Meldung vor über ein leichtes Beben in Maros, Makasser und Pangkadjene am 4. November. Diese südliche Halbinsel von Celebes ist in ihrem heutigen Relief sehr jugendlichen Alters. Sie wird von zwei Gebirgsketten durchzogen, die neben jungem eruptivem Material aus tertiären Sedimenten bestehen. Die Trennung zwischen ihnen wird durch das Tal des Wallanna bewirkt, das tektonischen Ursprunges und erst am Anfang des Pleistocäns entstanden ist; gleichzeitig bildete

[1]) S. A. E. III, p. 324, 325. — Kotô, M. A. p. 110, 111, 112.

Digitized by Google

sich auch der 3075 m hohe Vulkan Lompo Battang und der Bulu Bonte Uhu[1]).

Auf der Nordhalbinsel wurde Tontoli erschüttert, desgleichen Paleleh und Soemalata an der Nordküste, sowie Gorontalo und Limboto unfern der Südküste. Vorwiegend aber wurden Beben in der vulkanreichen Minahassa verspürt, so wiederholt in Tomohon und Amoerang und am 28. Oktober in Tomohon, Ajermadidih, Menado und Maoembie. Leichte Stösse stellten sich auch in Banggaai auf der gleichnamigen Insel an der Ostküste von Celebes ein.

Der Golf von Tomini ist durch Einbruch entstanden; der Südküste der Nordhalbinsel entlang ist eine Grabenverwerfung nachgewiesen worden. In dem Gebiet von Gorontalo liegen Gebirgszüge aus archäischem Gestein, die von Brüchen umgrenzt sind. Diese alten Massive werden von der jungvulkanischen Minahassa durch eine den 124° (Ö. L. Gr.) schneidende tektonische Linie getrennt. Hier kommen wir an eine bedeutende Vulkanzone, die wahrscheinlich schon bei Kap Api an der Nordküste der Halbinsel Banggaai einsetzt und sicher über die Sangi Inseln und Mindanao bis in den Südosten von Luzon führt. In dieser wichtigen tektonischen Linie liegen der Goenoeng Awana, der Goenoeng Sopoetan, der Kalabat in der Minahassa und der Goenoeng Awoe auf der Insel Sangi, der noch 1892 eine bedeutende mit einem starken Beben verbundene Eruption hatte. Es ist dies die Sangi Spalte. Aus dem Teil der Molukken See, der die Minahassa von Halmahera trennt, sind des öfteren submarine Erdbeben und seismische Flutwellen ausgegangen[2]). Im Westen der Sangi Spalte liegt der bis zu 5024 m tiefe Einbruch der Celebes See, die, wie erwähnt worden, erst in der Übergangszeit vom Tertiär auf das Diluvium entstanden ist.

Mehrere Beben deuten auch im Jahre 1903 wieder auf diesen erdgeschichtlichen Zusammenhang zwischen Nord-Celebes, den Sangi Inseln und den Philippinen. Am 14. August wurde in dieser Zone ein Beben von Amoerang und Ratahan nordwärts bis nach Gross Sangi verspürt, am 23. August auf der Insel Banggaai, auf Menado, den Sangi und Talaut Inseln, am 31. Oktober von Amoerang bis zur Insel Siauw. Noch ausgedehnter war das Beben am 24. November, das sich zu beiden Seiten der Molukken See auf der Insel Banggaai, in der östlichen Hälfte von Menado, auf den Sangi Inseln und den Inseln Batjan und Ternate fühlbar machte. Wiederholt traten Beben

1) S. A. E. III, p. 319 ff. — Kotô, M. A. p. 106 ff.

2) Rudolph, S. E. Karte.

Digitized by Google

ein, die auf einzelne Inseln der Sangi Gruppe beschränkt blieben; so wurden zahlreiche Erschütterungen von Taboekan und Manganitoe auf Gross Sangi gemeldet; dieselben werden ihren Ausgangspunkt in dem bereits genannten Goenoeng Awoe auf Gross Sangi haben. Am 27. November wurden Stösse auf Gross Sangi und Tagoelandang gefühlt und in der Nacht vom 24. auf den 25. und vom 27. auf den 28. November auf der Insel Siauw.

Philippinen. Am 28. Dezember trat im Osten von Mindanao ein zerstörendes Beben auf, das sich auch noch in Tondano in der Minahassa auf Celebes bemerkbar machte (cf. Nr. 16 der Tabellen der Registrierungen). Damit betreten wir den so stark zertrümmerten Archipel der Philippinnen, der im Südwesten durch die altpleistocänen Einbrüche der Celebes See und Sulu See, im Nordwesten und Osten durch die grossen Tiefen des Südchinesischen Meeres beziehungsweise des offenen Pazifik abgegrenzt wird.

Nach Becker[1]) hat ein Archipel seit dem Paläozoikum bestanden. Von besonderer Bedeutung waren dann die tektonischen Vorgänge, welche gegen Ende des Eocäns in Eurasien die hohen Gebirge emporrichteten. Von ihnen wurden auch die Philippinen ergriffen; es fand hier Hebung und Faltung statt. Die Aufwärtsbewegung wurde während des mitteren Miocäns durch ein Sinken des Landes abgelöst, dem dann aber wieder am Ausgang des Miocäns eine bis in die Gegenwart andauernde, wenn auch nicht kontinuierlich vor sich gehende Hebung folgte. Am Ende des Paläozoikums und mit dem Beginn der posteocänen Hebung des Landes setzte eine starke vulkanische Tätigkeit ein. Diese letzte Periode in der Äusserung der vulkanischen Energie reicht ebenfalls bis in die Gegenwart; zwölf mehr oder weniger aktive Vulkane geben Zeugnis davon.

Das bereits erwähnte Beben vom 28. Dezember erreichte an der Südostküste Mindanaos in Mati den Intensitätsgrad IX (Rossi-Forel), in Caraga den VII. Grad und in Davao an der westlichen Umrandung der Bai von Davao den VIII. Grad. In Surigao an der Nordspitze von Mindanao und in Maasin im Süden der Insel Leyte, sowie in Tondano auf Celebes wurde das Beben noch leicht verspürt; im westlichen Mindanao machte es sich noch in Cottabato fühlbar. Nach dieser grossen Ausdehnung zu schliessen — von Tondano bis Maasin sind es rund 1000 km — ist das Beben tektonischen Ursprungs.

[1]) Becker, Report on the Geology of the Philippine Islands. (Teilweise abgedruckt in Masó, Ph. A.)

Digitized by Google

Mati wird dem Epizentrum nicht sehr fern gelegen haben; der Herd ist daher sehr wahrscheinlich am südlichen Ende des Bruchrandes der Ostküste von Mindanao zu suchen.

Die Gebirgskette, welche diese Ostküste in nordsüdlicher Richtung begleitet, wird von einem ihr parallelen Faltenzuge durch ein tektonisches Tal zwischen der Bai von Davao und der von Butuan getrennt[1]). Dieses Tal wird in seinem nördlichen Teil vom Rio Agusan durchflossen, dessen Quellgebiet ein wichtiges seismisches Zentrum darstellt. Wahrscheinlich liegt hier der Ausgangspunkt des Bebens vom 24. Mai, durch welches ganz Mindanao und vielleicht auch die im Norden benachbarten Inseln erschüttert wurden. Dieses Beben wurde nach den eingetroffenen Nachrichten am stärksten in Caraga und Davao bemerkt. Nach Saderra Masó[2]) sind die von diesem Zentrum ausstrahlenden Beben als tektonische zu betrachten und sichere Anzeichen dafür vorhanden, dass die zwischen Cottabato und Panguian Point gelegene Südküste Mindanaos in Senkung, dagegen die nordöstliche und pazifische Küste in Hebung begriffen sei. Am 28. April wurde eine Erschütterung in Caraga und Davao, am 26. Oktober in diesen Orten und in Cottabato und Butuan, am 18. Dezember in Caraga, Davao, Cottabato und Zamboanga wahrgenommen. In den beiden letzten Orten machten sich auch am 10. September und 28. November gleichzeitig schwache Beben geltend, die vermutlich von einem unterseeischen Herd in der Illana Bai ausgegangen sind. Auch die südwestlich von Zamboanga gelegene Insel Jolo wurde leicht am 19. Juli und 12. August erschüttert.

Die Stösse und die häufigen Erschütterungen, über die allein aus Zamboanga berichtet wird, sind zum Teil auch auf ein in der Sulu (Jolo) See nördlich vom Sulu Archipel gelegenes seismisches Zentrum zurückzuführen, von dem auch das grosse Beben am 21. September 1897 ausging. Wiederholt wurden ferner lokale Erschütterungen in Caraga, Davao und Cottabato gefühlt. Viele dieser in Davao und Cottabato bemerkten Stösse strahlten gewiss von den tätigen Vulkanen Apo und Macaturin aus.

Ein anderer seismischer Herd liegt auf der Habinsel Surigao, die frei von aktiven Vulkanen ist. Der Mainit See aber, vermutlich der Krater eines erloschenen Vulkans, ist der Ausgangspunkt mehrerer Beben gewesen. Die Beben der Surigao Region breiten sich oft auch

---

1) S. A. E. II, p. 213 ff.

2) Masó, Ph. A. p. 29, 30.

Digitized by Google

nach Norden bis nach Leyte und Samar aus. Unbedeutende Erschütterungen wurden in Surigao, Maasin und Tacloban, am 8. Oktober in Surigao und Butuan, häufig allein in Surigao oder Butuan bemerkt. Am 2. und 15. August traten leichte Stösse in dem Gebiet von Dapitan ein, das vielleicht einen selbständigen Herd birgt. Das zwischen Dapitan und Butuan gelegene Balingasag erlitt leichte Stösse am 4. Oktober.

Weiter im Norden ist nach de Montessus[1]) die enge Meeresstrasse, welche die Inseln Leyte und Samar voneinander trennt, tektonischer Entstehung und der Ursprungsort vieler Beben. Samar ist ein Teil des östlichsten der drei aus Luzon nach Süden streichenden Gebirgszüge. Leyte gehört einem Zuge an, der von Masbate herführt und in der östlichen Gebirgskette von Mindanao seine Fortsetzung findet[2]). Beide Inseln sind aber noch wenig bekannt; sie besitzen einige Solfataren. Nord-Leyte und Süd-Samar erbebten leicht am 24. April. Am 20. August fand ein ausgedehntes, wenn auch nicht bedeutendes Beben statt, das von Surigao in der Nordspitze Mindanaos bis nach Gubat in der Südspitze von Luzon gespürt wurde. Ausserdem wurde es in Maasin, Tacloban, Borongan, Calbayog auf Leyte und Samar bemerkt; in Borongan wurden Gegenstände in den Wohnungen umgeworfen und Risse in hölzernen Querwänden verursacht. Am 12. November erbebte Ormoc auf Leyte. Das Epizentrum des Bebens am 9. Mai auf Samar und Leyte ist nach den Angaben des Bulletin of the Philippine Weather Bureau[3]) vielleicht in Süd-Samar gelegen. Das Beben wurde mit geringer Intensität in Borongan, Catbalogan und Tacloban wahrgenommen. Dieselben Orte wurden auch am 22. November schwach erschüttert, während die leichten Stösse vom 3. August, 24. Oktober, 27. und 28. November nur in Borongan, vom 28. August nur in Catbalogan bemerkt wurden.

Wiederholt machten sich unbedeutende Erschütterungen in Capiz im Nordosten der Insel Panay geltend. Sie rühren wohl von einem noch unbekannten Herd her; denn mit dem im Südosten der Insel nachgewiesenen Bebenzentrum im tertiären Gebiet der Berge Tuaman und Tiguran[4]), von dem schon viele heftige Erdbeben ausgegangen sind, können sie infolge ihrer lokalen Beschränkung nicht in Zusammenhang gebracht werden.

---

1) M. B. Trembl., p. 438.
2) Kotô, M. A. p. 112 ff.
3) Bulletin of the Philippine Weather Bureau, 1903, May. Manila.
4) Masó, Ph. A. p. 45.

Digitized by Google

Vom 21. Januar und 30. Oktober werden leichte Stösse auf der Insel Cuyo westlich von Panay und vom 1. Juli auf der Insel Romblon nördlich von Panay gemeldet. Diese Inseln gehören zu den nicht so häufig von Beben frequentierten Gebieten der Philippinen.

Mit dem Südosten von Luzon betreten wir dagegen eine Region, die sich durch hohe Seismizität auszeichnet; in dieser Beziehung stehen nur die Umgebung der Bucht von Manila von Iba bis Batangas, der äusserste Norden von Luzon und eine breite Zone in Mindanao von der Sarangani Bai über Davao und den Rio Agusan nach Surigao ebenbürtig neben ihr.

Der Südosten von Luzon wird von der zerrissenen Halbinsel Camarines gebildet, die in ihrer ganzen Erstreckung von einem Gebirgszug durchsetzt ist. Man hat hier kristallinische Gesteine und an der Westküste pliocänen Kalk gefunden. Besonders charakteristisch aber ist die lange Reihe zum Teil noch jetzt tätiger Vulkane, darunter besonders der Mayon und der Bulusan[1]). Die leichten Stösse in Legaspi, 13 km vom Mayon, und in Gubat am Fusse des Bulusan gehen zweifellos von diesen beiden Vulkanen aus. Nueva Caceres, unfern des Vulkans Isarog, wurde während des Jahres 1903 wiederholt erschüttert.

Wir wenden uns dem Südwesten des Hauptteiles von Luzon zu. Der südlich von Manila gelegene Teil der Insel sank nach dem Eocän unter den Meeresspiegel. Durch vulkanische Ergüsse wurde der Bay See vom Meere abgeschnitten, und es entstand der jetzt noch tätige Vulkan Taal, der sich mitten aus dem als Kratersee zu betrachtenden Bombon See heraushebt[1]). Nordöstlich vom ihm liegt der erloschene Vulkan Maquiling und südöstlich von diesem der erloschene Banajao. Diese drei Berge bilden vielleicht ein einziges Vulkansystem. Vom Taal strahlen viele Beben aus, unter denen auch Manila zu leiden hat. Für diese Stadt ist aber auch der südliche, vulkanische Teil der Zambales Kette und der erloschene, nördlich der Stadt gelegene Arayat von Bedeutung. Nach den Untersuchungen von Saderra Masó[2]) über die Richtung der in Manila bemerkten Stösse scheint kein Herd westlich im Meere zu liegen und alle zerstörenden Beben von den beiden „Manila Zentren“ ostnordöstlich und östlich der Stadt auszugehen.

---

[1]) Kotó, M. A. p. 112 ff.
[2]) Masó, Ph. A. p. 77.

Digitized by Google

Am 11. Februar fand ein leichtes Beben im südlichen Teil der Zambales Kette statt (in Manila, Balanga und Iba), am 15. Mai eine eben spürbare Erschütterung in Manila, Balanga, Cavite, Biñan, im Westen, Süden und Südosten von Manila bis zu einer Entfernung von über 50 km. Über ein Beben am 3. Mai liegen Nachrichten vor aus Manila, Balanga östlich der Zambales Berge, aus Iba, Masinloc an ihrem Westabhang und aus Bolinao und Dagupan an der Küste des Golfes von Lingayen, der die Zambales Kette im Nordosten begrenzt. Das Epizentrum lag innerhalb dieses Gebirgszuges. Am 7. August war der westliche Teil von Luzon wieder der Schauplatz eines leichten Bebens; Erschütterungen wurden verspürt in Manila, Balanga, Mariļao, Arayat, Tarlac, Iba, Dagupan bis nach Candon an der Nordwestküste. In Bolinao fühlte man am 26. August leichte Stösse, in Marilao am 18. Juni und 6. September, in Dagupan am 31. August. Dagupan liegt in der Provinz Pangasinan, die mit den benachbarten Provinzen Bengued und Nueva Vizcaya sich als sehr instabil erwiesen hat. In Bengued weisen vulkanische Schlote, Spalten und Schwefelquellen auf eine starke eruptive Tätigkeit in früheren Zeiten hin. Von Norden her zieht die Cordillere del Norte durch diese Gebiete nach dem Gabbromassiv des Caraballo Sur, wo sie mit der an der Nordostküste von Luzon entlang streichenden Sierra Madre zusammentrifft. Diese beiden Gebirgsketten sind durch das tektonische Tal des Rio Grande de Cagayan voneinander und durch die tektonische Niederung zwischen den Buchten von Lingayen und Manila von den Zambales Bergen getrennt. In dieser Niederung wurde San Isidro am 14. Juli leicht erschüttert.

Die Cordillere del Norte scheint hauptsächlich aus Tuffen und Korallenriffen zu bestehen und besitzt im Monte Date (Lepanto) einen erloschenen Vulkan. Sie wird im Westen durch die Täler des Rio de Abra und des Rio Agno von der Küstenkette der Sierra Tovalina getrennt. In dieser Sierra Tovalina fand man neben jungem eruptiven Material auch kristallinische Schiefer und Korallenkalk. Die vulkanische Tätigkeit ist noch heute nicht völlig erloschen. Westlich der Cordillere del Norte scheint ein selbständiger Bebenherd zu bestehen; diesem tritt ein anderer im Osten der Cordillere an die Seite[1]). Von der am 1. Januar in Vigan und Candon gefühlten Erschütterung heisst es, dass sie unzweifelhaft von einem der seismischen Herde im Nordwesten Luzons ausgegangen ist[2]). Dasselbe wird von den

[1]) Masó, Ph. A. p. 72.

[2]) Bulletin of the Philippine Weather Bureau, 1903, January. Manila.

Digitized by Google

leichten Stössen gelten, die in Ilocos Sur, nämlich in Candon am 16. August und in Vigan und San Fernando am 28. Oktober eintraten.

Am 16. Oktober wurden schwache Erschütterungen in Vigan, Candon, Dagupan und Bolinao wahrgenommen; sie machten sich im Süden auch noch in Manila geltend. Das Beben am 14. September dagegen hatte eine grosse Ausdehnung nach Norden; es wurde bemerkt in Dagupan, San Fernando auf Luzon und Santo Domingo auf der Insel Batan, halben Wegs zwischen Luzon und Formosa. In Aparri an der Mündung des Rio Grande de Cagayan stellten sich im Laufe des Jahres 1903 wiederholt Stösse ein. Die Erschütterung hier am 24. Juli war noch in Manila fühlbar.

Auch Santo Domingo auf der Insel Batan im Norden von Luzon war mehrere Male der Schauplatz leichter Beben. Die Batan Inseln stellen mit den südlich von ihnen gelegenen Babuyan Inseln die Verbindung zwischen Luzon und Formosa her. Auf dieser Linie treten an mehreren Stellen Vulkane hervor, die durch den Cagua unfern des Kaps Engaño mit den Vulkanen auf der Halbinsel Camarines im Südosten von Luzon im Zusammenhang zu stehen scheinen. Nördlich vom Kap Engaño erhebt sich der Camiguin aus dem Meere; ausserdem ist ein aktiver Vulkan auf der Insel Babuyan Claro und im Dedica Riff, nicht weit vom Camiguin, bekannt. Diese tektonische Linie setzt sich dann nordwärts über die Insel Koto-sho nach Formosa fort. Zwei Beben des Jahres 1903, diejenigen am 29. Mai und am 7. Juni, wurden gleichzeitig in Santo Domingo (Insel Batan) und auf Formosa bemerkt. Für Formosa gilt als Zonenzeit die Zeit des 120. und nicht des 135. Meridians (Ö. L. Gr.), so dass sich die im Erdbebenkatalog des Jahres 1903 für die Formosabeben angegebene mittlere Greenwicher Zeit um 1 Stunde erhöht[1]). Das Beben am 29. Mai war ausser in Santo Domingo auf der Insel Batan nur im Süden Formosas, in Tainan, Koshun, Taito, bemerkbar, während das Beben am 7. Juni in ganz Formosa, in Santo Domingo, auf den Pescadores Inseln und auf Ishigakishima in der Riu-Kiu Gruppe gefühlt wurde.

6. Formosa und die Riu-Kiu Inseln.

Abgesehen von zahlreichen lokal beschränkten Stössen wurden auch grössere Distrikte von Formosa zu wiederholten Malen während

[1]) Rudolph, Ostasiatischer Erdbebenkatalog, Einleitg. (G. B. Geoph. VIII, 1.)

Digitized by Google

des Jahres 1903 erschüttert. Kein Beben aber war von zerstörenden Wirkungen begleitet. An der Westküste wurden leichte Erschütterungen am 16. Januar in Taihoku, Taichu und Tainan, im Nordwesten am 6. August in Kilung und Taihoku, am 4. September in Taihoku und Taichu wahrgenommen. Das am 21. Juni in Taihoku und Tainan eingetretene Beben breitete sich bis nach Hokoto auf den Pescadores Inseln aus. Dasselbe gilt von den Formosa Beben am 4. März, 12. Juli, 1. November und 1. Dezember. Am 7. September wurde die Ostküste erschüttert; bei dem in Tainan gefühlten Vorbeben trat eine Flutwelle auf. Dem Hauptbeben folgten zahlreiche Nachstösse in Taito, bis am 10. September wieder ein Beben gleichzeitig in Kilung, Taichu, Tainan und Hokoto stattfand, das ebenfalls viele Nacherschütterungen hatte.

Formosa[1]) wird von der hohen bis über 4000 m ansteigenden Niitaka Kette durchzogen. An der Ostküste herrscht steiler Abfall bis in grosse Tiefen des Ozeans. Im Westen der Insel ist ein Streifen ebenen Landes vorhanden, und die Formosa-Strasse, aus der sich die aus basaltischem Tuff und Korallenkalk bestehenden Pescadores Inseln erheben, ist flach. Im Gebirge von Formosa hat man archäische Gesteine, aber im Süden auch gestörte tertiäre Sedimente gefunden, die eine spätere Faltung verraten. Hart an der mittleren Ostküste, von der Niitaka Kette durch ein Längstal getrennt, streicht das aus tertiären Schichten, Andesiten und Tuffen bestehende Taito Gebirge entlang. Im äussersten Norden ist auch Trachyt nachgewiesen worden; es befindet sich hier die tätige Vulkangruppe des Taiton.

Diese Verhältnisse geben eine hinreichende Erklärung für die nicht unbedeutende Seismizität der Insel. Detaillierte Angaben über die Ursachen der einzelnen Beben lassen sich nicht machen, da die Epizentren infolge der geringen Intensität nicht bestimmt werden können. Sicher werden die Epizentren mancher Beben im Meere an der Ostküste gelegen sein; hier sind submarine Erdbeben nicht unbekannt. Die Nord- und Nordostküste wurde auch von Erdbebenflutwellen heimgesucht[2]).

Von Formosa zieht in grossem Bogen die Gruppe der Riu-Kiu Inseln nach Kiushiu. Es tritt deutlich eine innere vulkanische und eine äussere nichtvulkanische Inselreihe hervor. Die äussere Reihe

1) S. A. E. II, p. 217 ff., III, p. 307.
2) Rudolph, S. E.

Digitized by Google

ist eine zertrümmerte Cordillere, deren Fortsetzung sich auf Kiushiu findet. Ebenso greift der innere, vulkanische Inselbogen in Kiushiu hinein. Besonders von Ishigakishima und Oshima in der äusseren Reihe wurden während des Jahres 1903 häufig Erschütterungen gemeldet.

7. Japan.

Mit Kiushiu betreten wir den grossen japanischen Inselbogen und damit eines der erdbebenreichsten Gebiete der Erde. Auch die Zahl der im Jahre 1903 stattgefundenen Beben ist sehr gross; aber nicht ein einziges Beben war von zerstörenden Wirkungen begleitet.

Kiushiu, Shikoku, West-Nippon. Wenden wir uns zunächst Kiushiu, Shikoku und West-Nippon zu. Abgesehen von häufigen, nur lokal bemerkten Stössen, besonders in Kagoshima und Kumamoto auf Kiushiu und in Wakayama an der Westküste der Halbinsel Kii wurden auch grössere Distrikte gleichzeitig erschüttert. Das Beben am 28. Februar wurde in Nagasaki, Saga, Kumamoto, Fukuoka, Kagoshima und Miyazaki auf Kiushiu wahrgenommen; in den drei ersten Orten war die Intensität etwas grösser als in den übrigen Orten. Vermutlich lag daher das Epizentrum in der zwischen Nagasaki und Kumamoto in die Insel eindringenden Meeresbucht. Die Erschütterungen am 15. März, 8. Juni und 3. Juli waren nur im Süden von Kiushiu, in Kagoshima und Miyazaki, bemerkbar, während am 3. Dezember ausser in diesen beiden Orten Stösse von schwächerer Intensität auch in Oita und Kumamoto gefühlt wurden.

Kiushiu und Shikoku wurden des öfteren gleichzeitig von Beben betroffen, so am 12. März Oita, Miyazaki, Kumamoto auf Kiushiu und Tadotsu auf Shikoku, am 16. Juli dieselben drei Orte auf Kiushiu und Matsuyama auf Shikoku, am 11. Oktober Tsuizaki, Miyazaki, Kagoshima, Oita und Matsuyama. In den beiden ersten Orten war die Erschütterung „stark" nach der japanischen Intensitätsskala, in Kagoshima und Oita „schwach" und in Matsuyama nur „leicht". Ausgedehntere Beben fanden am 2. Januar und 21. März statt. Das erste trat zu beiden Seiten des japanischen Binnenmeeres auf und wurde als „stark" nur in Matsuyama gespürt, als „schwach" in Oita und Hiroshima, als „leicht" in Tadotsu, Okayama und Miyazaki. Am 3. Januar erfolgte ein Nachbeben, das auch in Hamada an der Koreastrasse spürbar war. Das zweite Beben am 21. März hatte ein Schüttergebiet, das von West-Kiushiu bis nach

Digitized by Google

Fukui nördlich vom Biwa See reichte. Am stärksten zeigte es sich an den Küsten des japanischen Binnenmeeres. Ihm folgten am 22. März einige Nachstösse in Oita, Tadotsu, Kumamoto und Kure. Auch am 9. November und 31. Dezember wurden die an das Binnenmeer stossenden Küsten von West-Nippon und Shikoku erschüttert. Am 3. Februar machte sich zu beiden Seiten des östlichen Ausganges des japanischen Binnenmeeres ein unbedeutendes Beben in Tokushima, Wakayama und Kioto geltend; endlich wurde am 9. April und 14. Mai die Insel Shikoku erschüttert.

Kiushiu, Shikoku und West-Nippon gehören zu den bebenärmeren Gebieten Japans, wenn auch hier zerstörende Beben durchaus nicht unbekannt sind. Nur die Umgegend von Kumamoto zeichnet sich durch eine besonders hohe Bebenfrequenz aus [1]). Süd-Kiushiu [2]), der grösste Teil von Shikoku und der Halbinsel Kii südlich der Linie Wakayama-Ujiyamada gehört der Südzone von Süd-Japan an. Es zeigen sich breite Streifen kristallinischer und paläozoischer Gesteine. Südlich und nördlich dieser Streifen treten in Kiushiu noch tertiäre Sedimente und mächtige Ergüsse jung vulkanischer Massen auf, die im Süden den schon äusserlich durch die Bucht von Kagoshima gekennzeichneten Einsturzkessel des Kirishima umrahmen. Die Aussenseite ist von ausgedehnten longitudinalen Verwerfungen, an denen sich Absenkungen vollzogen haben, durchsetzt. So ist der von paläozoischen Sedimenten eingenommene Teil von Süd-Shikoku und Süd-Kii gegen das stehengebliebene kristallinische Massiv abgesunken. In West-Nippon, westlich des Biwa Sees treten besonders deutlich neben den paläozoischen und den nur wenig ausgedehnten tertiären Schichten die granitischen und porphyrischen Massen hervor. Jung vulkanische Gesteine haben hier, in dem Gebiete der Nordzone, nur geringe Bedeutung. Auch das zwischen der Halbinsel und Insel Shikoku gelegene, stark zertrümmerte Binnenmeer gehört zur Nordzone.

Das vulkanische Kuppengebirge von Kiushiu und die Vulkane im Binnenmeer stehen auf einer grossen longitudinalen Spalte, die

---

[1]) Dairoku Kikuchi, Recent Seismological Investigations in Japan, Figur 12 u. 14. (Public. of the Earthq. Invest. Com. in Foreign Languages, Nr. 19, Tokyo 1904.)

[2]) Geologische Karte von Japan v. Dr. Edm. Naumann, 1:5760000. (Mitteil. d. K. K. Geogr. Gesellsch. Wien, 1887, Taf. V.) — Ders., Über den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln, Berlin, 1885. — Richthofen, Geom. St. O.

Digitized by Google

am Ende des Paläozoikums entstand und bis an den „grossen Graben" Naumanns reicht. Der jetzige Zustand des Binnenmeeres und auch des westlichen Kiushiu bei Nagasaki ist aber erst zu sehr junger Zeit durch bedeutende Senkungen bedingt worden, während die erwähnte zonale Anordnung schon durch mächtige Faltungs- und Dislokationsprozesse am Ausgang des Paläozoikums ausgeprägt wurde.

So finden namentlich die Beben zu beiden Seiten des Binnenmeeres und seiner Verbindungen mit dem Pazifik, sowie die des westlichen Kiushiu, besonders das erwähnte Beben am 28. Februar und die häufigen Stösse in Kumamoto ihre Erklärung in diesen jungen Zerstörungsvorgängen. Manche der Shikoku und West-Nippon im Jahre 1903 erschütternden Beben haben ihr Epizentrum zweifellos im Binnenmeer selbst gehabt. Eine genaue Lokalisierung der Epizentren lassen die vorliegenden Nachrichten nicht zu. Dass die gleichzeitig auf Kiushiu und Shikoku oder auf Shikoku und der Halbinsel Kii oder in kleineren Gebieten ihrer pazifischen Küste auftretenden Beben auch oft von dem steilen Bruchrande der grossen östlich benachbarten ozeanischen Tiefen ausgehen, wird durch die an diesen Küsten auftretenden Erdbebenflutwellen wahrscheinlich gemacht[1]). Nach E. Rudolph[2]) sind auch von der Westküste der Insel Kiushiu seismische Flutwellen bekannt. Viele Beben auf Kiushiu dürften aber auch vulkanischen Ursprungs sein, da die eruptive Tätigkeit auf der Insel zwischen Oita und Kumamoto, bei Nagasaki und nördlich von Kagoshima noch nicht erloschen ist. Es wird aber schwierig sein, zu entscheiden, ob z. B. die nicht selten im Gebiet des eingebrochenen Kirishima Kessels in Kagoshima und Miyazaki auftretenden Beben, wie am 15. März, 8. Juni und 3. Juli, tektonischen oder vulkanischen Charakters sind.

Zentral- und Nord-Nippon. In Zentral- und Nord-Nippon finden wir eine noch höhere Seismizität. Am 2. November hatte eine leichte Erschütterung in Miyatzu, Hikone und Yagi, im Grenzgebiet von West- und Zentral-Nippon, am 28. Dezember in Hikone, Gifu und Nagoya, östlich vom Biwa See, statt. Das Beben am 6. Juli war ausgedehnter und stärker. Sein Schüttergebiet erstreckte sich über den Osten von West-Nippon und den Westen von Zentral-Nippon, von Okayama über den Biwa See bis nach Wajima auf der Halbinsel

1) Dairoku Kikuchi, l. c., Figur 13.
2) Rudolph, S. E. Karte.

Digitized by Google

Noto; die grösste Intensität wurde in Hikone, Kioto und Nagoya erreicht. Ungefähr dasselbe Gebiet wurde am 10. August erschüttert. Dieses Beben trat am stärksten in Takayama, aber auch hier nur „schwach" auf und wurde ausserdem noch in Kioto, Tsu, Hikone, Jida, Matsumoto und Tokio gefühlt. Ihm folgte im Abstand weniger Minuten noch ein Stoss in Takayama und in Fushiki und Wajima auf der Halbinsel Noto. Ganz besonders häufig stellten sich die Beben in der Musashi Ebene, zwischen Tokio, Mito und Utsunomiya und in dem zu beiden Seiten der Tokio Bai gelegenen Gebiet ein, so am 12. und 13. März, 19., 21., 22. April, am 6. Mai, 7., 22., 26. Juni, 6., 21. Juli, 10. September, 8. Oktober und 29. November. Die Beben am 6. Juli und 8. Oktober waren auch in Kanayama (37° 53′ N. Br., 140° 46′ Ö. L. Gr.) fühlbar. Besonders aber wurde die ganze Ebene von Tokio am 27. Oktober und 10. November erschüttert. Beide Beben wurden auch in Maebashi und Kofu, das erste, welches in Maebashi am stärksten auftrat, auch nordwärts bis Fukushima gefühlt. Am 3. Juni machten sich unbedeutende Erschütterungen geltend von Yokohama und Tokio bis nach Fukui nahe der Westküste von Zentral-Nippon und am 9. Juli in dem Gebiet zwischen Tokio, Yokohama und Kofu. Ausserdem liegen noch mehrfach Meldungen vor über Stösse in Tokio, Yokosuka, Mera, an der Südspitze der östlich der Tokio Bai gelegenen Halbinsel, und auch in Mito.

Sehr viele Beben, von denen immer auch die Musashi Ebene betroffen wurde, reichten weit nach Nord-Nippon hinein. So waren die Beben am 31. Januar, 14. Februar und 10. Mai an der Ostküste Nippons von Tokio bis Ishinomaki fühlbar. Am 29. und 31. August und 20. September erstreckte sich die Erschütterung von Ishinomaki südwärts nur bis Mito. Das ganze Küstengebiet zwischen Yokohama und Miyako erbebte unbedeutend am 1. April. Eine viel grössere Ausdehnung hatten die Beben am 3. Februar und 1. Juli. Die äussersten Punkte des am 3. Februar betroffenen Gebietes waren Hikone am Biwa See, Tokio, Miyako an der Nordostküste Nippons und Niigata an der Westküste gegenüber der Insel Sado. Eine Bestimmung des Epizentrums ist trotz der Ausdehnung der Schütterfläche bei der geringen Intensität des Bebens und der Spärlichkeit der vorliegenden Nachrichten auch in diesem Falle durchaus ausgeschlossen. Diesem Beben folgten bis Ende Februar zahlreiche Nacherschütterungen in verschiedenen Orten seines Bereiches. Am 1. Juli lag das erschütterte Gebiet zwischen den Orten Numazu, Choshi,

Digitized by Google

Ishinomaki, Miyako an der pazifischen Küste und Niigata und Wajima an der Küste des japanischen Meeres. Als „stark" wurde die Erschütterung nur in Maebashi und Utsunomiya bezeichnet; in den übrigen Orten war sie „schwach", beziehungsweise nur „leicht". Am 26. und 31. März, am 20. November und 18. Dezember wurde ein grösserer Teil von Nord-Nippon in Mitleidenschaft gezogen. In allen diesen Fällen lag noch Akita an der Nordwestküste Nippons im Bereich des Bebens, das sich am 20. November südwärts bis Tokio und Choshi, am 26. März und 18. Dezember bis Yokosuka erstreckte. Das Beben am 31. März reichte von Akita südwärts nur bis Fukushima. Teile der Ostküste zwischen Fukushima und Miyako erbebten mehrere Male. Schliesslich ist auch eine Erschütterung am 1. August in Ogi auf der Insel Sado im japanischen Meere bekannt geworden.

Aus dieser Übersicht geht deutlich hervor, dass wie in früheren Jahren so auch im Jahre 1903 die Ebene von Tokio die höchste Bebenfrequenz aufweist. Ebenso zeigt die Ostküste Nippons nordwärts bis Miyako in Übereinstimmung mit der grossen Bebenhäufigkeit in den vergangenen Jahren eine bedeutende Zahl von Erschütterungen, während der Westen von Zentral- und Nord-Nippon auch 1903 von Beben nur wenig berührt wurde.

Quer durch Nippon hindurch zieht von der Halbinsel Idzu über den Vulkan Fujiyama und Yatsugatake nach der Westküste der „grosse Graben". Nach Naumann ist diese Bruchregion im Altpaläzoikum dadurch entstanden, dass die zu dieser Zeit emporgefaltete Shichi-to Kette aus Südsüdosten bis an den japanischen Bogen herantrat und diesen zersprengte. Suess[1]) ist der Meinung, dass der grosse Graben ein jüngerer Einbruch ist. Nach Naumann wird die Umbiegung der Falten in Südjapan aus der W.-S.-W.-Streichungsrichtung in die N.-S.-Streichungsrichtung, die in der auf der Innenseite gelegenen Zone schon am Biwa See, in der Aussenzone bei Shima, dem östlichen Vorsprung der Kii Halbinsel, beginnt, durch den grossen Graben bewirkt; ebenso sei auch die Biegung der Falten in Nordjapan aus nordsüdlicher in südwestliche und endlich in nordwestliche Richtung dort, wo sie sich der Bruchregion nähern, durch diese hervorgerufen. Nach Suess haben wir in diesen Umbiegungen und Sichanschmiegen der Faltenzüge des südlichen und nördlichen Japans eine Scharung vor uns, deren mittlerer Teil später eingestürzt ist und sich mit mächtigen Vulkanen erfüllt hat. Nach

[1]) S. A. E. II, p. 220 ff.

Digitized by Google

dieser Auffassung kommt dem grossen Graben als einer jüngeren Bildung eine grössere Bedeutung für die Erdbeben Zentral-Nippons zu.

Ganz Nordjapan wird in seinem mittleren Teil von einer vulkanischen Kette, dem grossen Bandai Bogen durchzogen. In der Richtung dieses Bogens liegen auch einige Vulkane westlich des grossen Grabens nördlich vom 36.° N. Br., und im Norden streicht dieser Bogen quer durch die südwestliche Halbinsel von Hokkaido im 141.° Ö. L. Gr. Die Entstehung dieser mächtigen Vulkanreihe steht im Zusammenhang mit bedeutenden tektonischen Vorgängen. Die durch diese Prozesse erzeugte grosse Bruchlinie setzt quer über die älteren Leitlinien hinweg. Diese treten in Nord-Nippon in den einander parallelen nach N. z. W. bis N. N. W. streichenden Zonen des postkarbonisch gefalteten Abukuma- und Kitakami Gebirges hervor[1]). Ein besonders stark gestörtes Massiv ist das Quantobergland am südöstlichen Rande des grossen Grabens. Östlich dieses Berglandes breitet sich die so bebenreiche Ebene von Tokio aus.

Der japanische Inselbogen hat ausserordentlich mannigfache tektonische und vulkanische Prozesse seit den ältesten Zeiten erlitten; daher das dichte Netz von Verwerfungen und der Vulkanreichtum. Für die Beben der Gegenwart aber sind von besonderer Bedeutung die Faltungen, welche zur Tertiärzeit noch einmal den ganzen Archipel ergriffen, und die sich im Zusammenhang damit entfaltende neogene vulkanische Tätigkeit. Die tektonischen sowohl als auch die eruptiven Vorgänge dauern noch an. Für die Musashi Ebene hat Naumann nachgewiesen, dass sich während der letzten Jahrtausende die Strandlinie in negativem Sinne beträchtlich verschoben hat. Ausser dieser Ebene ist, wie erwähnt wurde, die ganze Ostküste Nordjapans mit dem Abukuma- und dem Kitakami Bergland durch eine hohe Bebenfrequenz ausgezeichnet. Da hier Vulkane ganz fehlen, so spricht das für den tektonischen Charakter der Beben, wie schon Naumann ausgeführt hat. Viele dieser Beben haben nach Milne[2]) einen unterseeischen Ursprung; das gilt auch für mehrere die Ostküste von Choshi bis Miyako, namentlich aber in der Sendai Bai berührenden Erschütterungen des Jahres 1903. Die Ostküste fällt hier schroff ab in den bis 8513 m tiefen japanischen Graben, der ganz Nordjapan, Hokkaido und halbwegs die Kurilen begleitet. Seismische Flutwellen

---

[1]) Richthofen, Geom. St. O., p. 892 ff.

[2]) J. Milne, On 387 Earthquakes during two years in North-Japan. (Transactions of the Seismol. Soc. of Japan, VII. 2, 1884, p. 75 f.)

Digitized by Google

sind an der ganzen Ostküste Nippons, besonders aber von Ishinomaki an nordwärts bekannt. An der Küste des Abukuma Berglandes sind Anzeichen negativer Strandverschiebung vorhanden, während das Meer an der Küste des Kitakami Gebirges mehr und mehr riasartig einzudringen sucht[1]).

Aus der Bai von Tokio liegen auch Nachrichten über submarine Erdbeben und Eruptionen vor. Manche der in Tokio, Yokosuka und Mera wahrgenommenen Stösse dürften von diesen unterseeischen Zentren ausgegangen sein. Auch für das bereits oben erwähnte Beben am 1. August in Ogi auf der Insel Sado im japanischen Meer kann möglicherweise ein submariner Herd in Betracht kommen. Auf der Insel wie auch an der gegenüberliegenden Küste von West-Nippon sind Erdbebenflutwellen bekannt. Naumann neigt zu der Ansicht, dass die Depression zwischen Sado und Niigata nichts anderes sei als ein vulkanischer Einbruchkessel, wie sich solche weiter im Norden an der Westküste Nippons und auch an der Nordküste der südlichen Halbinsel Nippons finden.

Hokkaido. Am 10. und 20. Februar und am 13. März bemerkte man leichte Erschütterungen in Hakodate und Aomori zu beiden Seiten der Hokkaido von Nippon trennenden Tsugaru Strasse. Das Beben am 13. März war auch in Nemuro an der Nordostspitze von Hokkaido fühlbar. Am 18. September erbebte ausser Süd-Hokkaido ein grösserer Teil von Nord-Nippon; Stösse wurden in Tokachi und Hakodate und in Aomori, Akita und Miyako wahrgenommen. Der Südosten Hokkaidos, und zwar Nemuro, Kushiro, Tokachi und Hakodate, erbebte am 14. August. In Kushiro war die Intensität „stark". Auch am 17. April, 6. Mai und 9. Dezember machten sich hier mit Ausnahme von Hakodate Erschütterungen geltend. Am 17. April erstreckte sich der Bereich des Bebens bis nach Abashiri an der Nordküste Hokkaidos; auch in diesem Falle war die Intensität in Kushiro am grössten. Überdies wurden Nemuro und Kushiro des öfteren gleichzeitig und auch getrennt von unbedeutenden Beben betroffen.

Die Erschütterungen, welche sich zu beiden Seiten der Tsugaru Strasse geltend machen, werden in vielen Fällen ihren Herd in dieser Strasse haben. An den Küsten derselben treten zuweilen seismische Flutwellen auf; auch sind submarine Beben hier bekannt geworden.

---

[1]) Richthofen, Geom. St. A.

Digitized by Google

Der Gebirgszug[1]) der an der Tsugaru Strasse endenden südlichen Halbinsel von Hokkaido ist als Fortsetzung des Gebirges von Nord-Nippon aufzufassen. Die jüngeren Vulkane im Osten desselben gehören zum Bandai Bogen. Die Volcano Bai ist ein grosser Einbruchkessel. Im Osten der Insel beginnt mit dem Optateshipe der grosse Vulkanbogen der Kurilen, an den sich die zahlreichen bedeutenden, zum Teil noch tätigen Vulkane an der Ostküste von Kamtschatka anreihen, während parallel zur Abukuma- und Kitakami Zone die ebenfalls postkarbonisch gefaltete Hidaka Zone Hokkaido diagonal durchsetzt[2]).

Die Ostküste von Hokkaido besitzt, wie aus der für das Jahr 1903 gegebenen Übersicht hervorgeht, eine ziemlich bedeutende Bebenfrequenz. Die Bucht von Nemuro ist wahrscheinlich auch durch Einsturz entstanden. Viele der sich an der Küste geltend machenden Erschütterungen sind unterseeischen Ursprunges; darauf weist auch hier das Auftreten von seismischen Flutwellen und submarinen Beben hin, das bis in die Breite der Komandorskischen Inseln östlich von Kamtschatka nachgewiesen ist. Von Kamtschatka liegen aus dem Jahre 1903 mehrere Nachrichten vor über schwache Erdstösse in Petropawlosk an der Südostküste.

E. Der Pazifik.

Dort, wo der grosse Graben Nippon durchquert, tritt an den japanischen Bogen aus Südsüdost ein anderer Gebirgszug, die vulkanische Shichi-to Kette, heran. Diese jetzt stark zertrümmerte Cordillere ist nach Naumann, wie oben gesagt worden, im Beginn der paläozoischen Epoche entstanden. Die unterseeische Schwelle, welche die Shichi-to Inseln trägt, bildet auch den Rücken, auf dem sich die Bonin Inseln und Vulkan Inseln erheben. Nordöstlich der Bonin Inseln finden sich in etwa 300 km Entfernung Tiefen von 6000 m, die nach Norden rasch zunehmen und in die japanische Rinne führen. Nach Suess[3]) tritt in den Bonin Inseln deutlich eine westliche, jung vulkanische Zone neben einer östlichen Zone hervor, die als Trümmer einer Cordillere aufzufassen ist.

---

[1]) S. A. E. II, p. 226 f., III, p. 176 ff.
[2]) Richthofen, Geom. St. O., p. 899.
[3]) S. A. E. III, p. 187.

Digitized by Google

Am 10. Mai fand auf Toijim in der Bonin Gruppe ein Vulkanausbruch und ein Erdbeben statt. Nördlich und südlich der Bonin Inseln sind aus den früheren Jahren submarine Eruptionen und ein submarines Erdbeben bekannt geworden. Auch wurden diese Inseln von Erdbebenflutwellen heimgesucht. Die Beziehungen des Bonin Rückens zum Marianen Rücken sind nocht nicht klargestellt.

Die Insel Guam der Marianen erfuhr eine heftige Erschütterung am 10. Februar. Das Beben wird seinen Ausgangspunkt in dem der Insel Guam unmittelbar benachbarten tiefen Graben gehabt haben; es muss sehr bedeutend gewesen sein, da es auf etwa 30 über die ganze Erde verteilten Stationen durch Seismometer zur Aufzeichnung gelangte. Die aus den Seismogrammen berechneten Epizentralentfernungen weisen auf den Marianen Graben hin (cf. No. 5 der Tabellen der Registrierungen). Der den Archipel tragende, sich bis zu 2000 m unter dem Meeresspiegel erhebende Sockel fällt östlich von Guam schroff in die grösste bisher gemessene Tiefe der Wasserhülle von 9633 m ab. Auch am 10. März wurde auf mehreren Inseln des Marianen Archipels eine Reihe schwerer Erdstösse wahrgenommen. Die Inselgruppe ist zum Teil vulkanisch und bildet wahrscheinlich einen selbständigen Inselbogen, dessen nach aussen liegende Cordillere nicht sichtbar ist[1]). Die Entstehung der seismischen Flutwellen, die man im südlichen Teil des Archipels kennt, kann auf die Zertrümmerung der Cordillere und die damit in Zusammenhang stehende Bildung der tiefen ozeanischen Rinne zurückgeführt werden.

Ein am 4. Januar nur durch seine Seismogramme bekannt gewordenes Beben hat, nach diesen Aufzeichnungen zu schliessen, seinen Herd in dem östlich der Marianen und nördlich der Karolinen und des Marshall Archipels gelegenen Teil des Pazifik gehabt, vermutlich auch in der sich weit ostwärts erstreckenden tiefen Rinne (cf. No. 1 der Tabellen der Registrierungen). Das am 13. Mai stattgefundene Beben, über welches gleichfalls nur mikroseismische Nachrichten vorliegen, ist wahrscheinlich von dem Gebiet des Gilbert Archipels oder dem unmittelbar östlich angrenzenden inselfreien Teil des stillen Ozeans ausgegangen (cf. No. 9 der Tabellen der Registrierungen). Am 29. November überschwemmte eine Flutwelle die Nordküsten der Inseln Oahu und Molokai im Hawaii Archipel. Auch hier wird die Ursache ein submarines Beben gewesen sein. Der Sockel dieser vul-

[1]) S. A E. III, p. 187.

Digitized by Google

kanischen Inselgruppe erhebt sich steil aus Tiefen von über 5000 m. Die Küsten der Hauptinsel Hawaii sind häufiger von Erdbebenflutwellen heimgesucht worden.

Es mag hier an zwei Schlüsse erinnert werden, zu denen E. Rudolph bei der Betrachtung der geographischen Verbreitung der submarinen Erdbeben und Eruptionen kam[1]):

Submarine Erdbeben und Eruptionen kommen in allen Meerestiefen vor, in der Flachsee wie in der Tiefsee, auf den unterseeischen Rücken wie in den eigentlichen Depressionsgebieten

und: Es gibt habituelle Stossgebiete und ganz seebebenfreie Meeresteile. Mit Ausnahme der letzteren Gebiete treten ausserdem Seebeben auch vereinzelt und zerstreut über den Ozean auf.

Die submarinen Beben am 17. Januar, 15. März und 2. Juni führen nach Nordamerika hinüber (cf. No. 3, 6 und 10 der Tabellen der Registrierungen). Die aus den Diagrammen des Bebens am 17. Januar berechneten Epizentralentfernungen weisen auf ein Epizentrum im nordöstlichen Teil des stillen Ozeans zwischen den Alëuten und der amerikanischen Nordwestküste, in etwa 47° N. Br. und 152° W. L. Gr. Die Beben am 15. März und 2. Juni sind vom Alëuten Graben ausgegangen, das erste von seinem östlichen Ende, das zweite südwestlich der Insel Kadiak. Der Alëuten Graben zieht in südwärts konvexem Bogen parallel zu der durch die Alëuten und die spitz vorspringende Halbinsel Alaska vorgezeichneten Zone von Trümmern einer Cordillere und hohen, zum Teil tätigen Vulkanen. Die unterseeischen Eruptionen und Erdbeben und die Flutwellen seismischen Ursprunges in diesem Gebiet zeigen eine jetzt noch bestehende Beweglichkeit der einzelnen Bruchstücke und eine Fortdauer der vulkanischen Tätigkeit auch auf dem Meeresboden an.

F. Amerika.

1. Die pazifische Seite Nordamerikas.

Die pazifische Westküste Amerikas ist im Jahre 1903 in ihrer ganzen Erstreckung der Schauplatz von Erdbeben gewesen. Keine der Erschütterungen aber erreichte den IX. und X. Grad, einige den VII. und VIII. Grad (Rossi-Forel).

Am 13. März wurden leichte Stösse in Olympia, Seattle und Tacoma im Staate Washington der Vereinigten Staaten bemerkt. Am

[1]) Rudolph, S. E. p. 239.

Digitized by Google

15. Dezember erbebten einer Zeitungsnachricht zufolge „Orte im östlichen Teil" desselben Staates. Es wird angegeben, dass infolge dieses Bebens „die Spitze des Mount Rainier abbrach". Das mittlere Tal des Sacramento im nördlichen Californien war am 24. Juli der Schauplatz einer starken Erschütterung. Ihr Bereich erstreckte sich von Tehama am Sacramento südwärts bis zur Stadt Sacramento zwischen der Sierra Nevada und der Coast Range. In dieser nordsüdlich verlaufenden Zone scheint die Intensität an allen Orten ungefähr gleich gewesen zu sein. Am 26. April trat ein Stoss in Point Arena an der Küste nördlich von San Francisco ein. In der Umrandung der Bucht von San Francisco fanden wiederholt Beben statt, so besonders am 11. Juni, 2. August, 6. Dezember. Das Beben am 11. Juni war noch im Osten in Stockton, südwärts sogar noch schwach in San Miguel und Santa Margarita bemerkbar. In Sacramento, nordöstlich der Bucht von San Francisco, war eine Erschütterung nicht mehr wahrnehmbar. Nach den vorliegenden Nachrichten ist zu schliessen, dass die Bucht von San Francisco im Epizentralgebiet gelegen war. Das Beben am 2. August hatte sein Epizentrum bei San José, wo die Intensität VII oder VIII Grad betrug. Es war auch noch im Osten in Stockton und südlich in Salinas fühlbar. Ihm folgten zahlreiche Nachstösse auf Mount Hamilton. Ebenso ging das Beben am 6. Dezember von der Umgebung von San José aus; es wurde in einem ungefähr 400 km langen, der Küste parallelen Streifen wahrgenommen[1]). Lokale Stösse traten ein am 21. Juni in San Francisco, am 28. Juli in Piedras Blancas, am 29. Juli in Salinas und wiederholt auf Mount Hamilton. Ein Beben am 18. Dezember wurde ausser im Lick Observatory auf dem Mount Hamilton westwärts in Santa Cruz an der Küste bemerkt. Aus Süd-Californien liegen Nachrichten vor über Erdstösse in Bakersfield am 7. Januar, in Santa Ana südöstlich von Los Angeles am 10. September, in Los Angeles am 25. Dezember. Am 23. Januar wurden Los Angeles, San Diego und Ensenada (Baja California-Mexico) von einem Beben betroffen; in San Diego erreichte die Intensität den V.—VI. Grad (Rossi-Forel).

Schliesslich ist noch ein Beben am 23. Juli in Salt Lake City und Ogden in Utah am Westabhang der Wahsatch Mountains bekannt geworden. Dieses Beben ist vermutlich auf Verschiebungen einzelner Schollen am grossen Bruchrande des Wahsatch Gebirges zurückzu-

[1]) H. F. Reid, Handschriftl. Mitteilung a. d. Kais. Hauptst. f. Erdbebenf. in Strassburg i. E.

Digitized by Google

führen. Salt Lake City und Ogden liegen hart an diesem Abbruch zum Grossen Bassin, das wahrscheinlich nach dem Jura faltenden Kräften und in der Mitte des Tertiärs vertikalen Bewegungen unterlag [1]).

Diese Bebenarmut des Grossen Bassins steht in ausgesprochenem Gegensatz zu der hohen Seismizität an der pazifischen Küste der Vereinigten Staaten. Die Orte Olympia, Tacoma und Seattle an der Umrandung des eine Synklinale bildenden Puget Sound werden häufig erschüttert. Charakteristisch für den Washington durchziehenden Teil der Cascade Range sind die ausgebreiteten Ergüsse junger Laven und die mächtigen Vulkane, die den eigentlichen Grundbau des Gebirges verhüllen. Zu diesen Vulkanen gehört auch der Mount Rainier, der mit einem Krater gekrönt ist. Das am 13. März in Olympia, Tacoma und Seattle gefühlte Beben lag hinsichtlich seines Schüttergebietes in der Richtung der Synklinale des Puget Sound zwischen der Cascade Range und Olympic Range. Es kann, wie seine Vorgänger, als Beweis für die Fortdauer der tektonischen Bewegungen in diesem Gebiet gelten. Dasselbe gilt von den Beben im Sacramento Tal, in der Umrandung der San Francisco Bai und an der Küste südwärts bis Los Angeles und San Diego. Der Sacramento und der San Joaquin bilden ein grosses Längstal zwischen der Sierra Nevada und der Küstenkette, das weiter im Süden seine Fortsetzung im Golf von Californien findet. Das Beben am 24. Juli im mittleren Tal des Sacramento war ein ausgesprochen longitudinales und verrät schon dadurch seinen tektonischen Charakter. Das Gebiet an der Bai von San Francisco ist im Sinken begriffen. Nach E. Deckert [2]) spielt sich dieser Prozess besonders intensiv am Goldenen Tor und im Santa Clara Tal ab. Die Beben am 11. Juni, 2. August und 6. Dezember in der Umrandung der Bai, die lokalen Stösse in San Francisco, Salinas und auf Mount Hamilton, die Erschütterung am 18. Dezember auf Mount Hamilton und in Santa Cruz sind Äusserungen dieses Vorganges. Die Tatsache, dass die Epizentren der Beben am 9. August und 6. Dezember bei San José lagen, bestätigt, dass das Santa Clara Tal in besonders starker Bewegung begriffen ist. Das Beben am 11. Juni hat nach der oben angedeuteten Ausdehnung seines Schüttergebietes deutlich einen longitudinalen Charakter und zeigt zusammen mit den Beben in Los Angeles uud San Diego am 23. Januar und 25. Dezember, dass der gesamte

[1]) S. A. E. I, p. 741 f.
[2]) Deckert, Erdb. N., p. 367 ff.

Digitized by Google

Küstenstrich in Bewegung begriffen ist. Darauf deuten auch die lokalen Stösse in Punta Arenas, Piedras Blancas, Santa Ana, sowie das häufige Auftreten von Seebeben und seismischen Flutwellen in dem angrenzenden Teil des grossen Ozeans. Bakersfield, das am 7. Januar erbebte, gehört in die seismische Region des San Joaquin Tales.

2. Mexico.

In Mexico sehen wir im Jahre 1903 vornehmlich den Südrand des mexicanischen Hochlandes und die davor liegenden Gebiete erschüttert.

Ein ausgedehntes Beben fand am 11. April statt. Das Schüttergebiet erstreckte sich von Guadalajara (Jalisco) und Manzanillo (Colima) ostwärts bis nach Puebla (Puebla) und Ixtlan (Oaxaca). In Michoacan und Guerrero war die Intensität am grössten. Die Staaten Michoacan und Guerrero erbebten auch am 24. Juli und zwar „stark" in Carrizal, Aquililla, Coalcomán und Unión nahe der Küste. Morelia und Mexico auf dem Hochlande lagen noch im Bereich des Bebens. Am 27. November war wieder eine schwache Erschütterung in Coahuayana und Aquililla (Michoacan) und Unión (Guerrero) wahrnehmbar. Das etwas früher in Colima und Coalcomán bemerkte Beben dürfte selbständigen Ursprungs und auf den gleichzeitigen starken Ausbruch des Vulkans Colima zurückzuführen sein. Die nähere Umgebung dieses Vulkans war im Zusammenhang mit seiner starken eruptiven Tätigkeit das ganze Jahr hindurch der Schauplatz oft heftiger Erschütterungen. Nach den bisherigen Erfahrungen über die Ausbreitung vulkanischer Beben können sich die Eruptionen des Colima durch Erdstösse nicht in den 300—400 km entfernten Orten Unión, Sihuatanejo, Acapulco, Chilpancingo und anderen im Staate Guerrero geltend machen. Die hier am 8., 13., 25. und 26. Februar, am 26. und 27. März, am 8. Juni, 16. Juli und 22. November stattgefundenen, mehr oder weniger ausgedehnten Beben sind als autochton zu betrachten. Bei dem am 8. Juni in Acapulco bemerkten Stössen wird als Richtung „vom Meere her" angegeben, und die Erschütterung am 16. Juli trat auch als Seebeben auf. Ebenso scheint das am 8. Februar nur in San Luis und San Geronimo nahe der pazifischen Küste gefühlte Beben auf einen untermeerischen Ursprung hinzuweisen.

Viele Erschütterungen betrafen grössere oder kleinere Teile des Staates Oaxaca. Bedeutende Teile dieses Staates, sowie von Guerrero,

Digitized by Google

Mexico, Puebla und Vera Cruz erbebten am 6. November; das Schüttergebiet lag zwischen Pochutla (Oaxaca), Chilpancingo (Guerrero), Mexico und Jalapa (Vera Cruz). Die Intensität war im Staate Oaxaca am grössten. Etwas beschränkter war der Bereich des Bebens am 26. November, das wieder am stärksten in Oaxaca fühlbar war, aber auch noch in Mexico und Chilpancingo wahrgenommen wurde. Der südöstliche Teil des Hochlandes von Mexico und die Küste am Golf, zwischen den Städten Mexico, Vera Cruz und Tuxpam wurde am 14. Dezember erschüttert. Die Bewegung war „sehr stark" und „stark" in Zacatlán, Huauchinango, Zacapoaxtla (Puebla), Tuxpam (Vera Cruz) und Tulancingo (Hidalgo). Sehr gross war das Schüttergebiet des Bebens am 13. Januar, durch welches besonders die Staaten Oaxaca und Chiapas betroffen wurden, das sich aber auch noch in Chilpancingo, Mexico, Vera Cruz und dem angrenzenden Teil von Guatemala geltend machte. Erwähnenswert sind endlich noch die ganz vereinzelt aufgetretenen Erdstösse in Nordmexico und zwar in Uruachic (Chihuahua) am 23. Januar und in Tamazula (Durango) am 6. März.

Deckert[1]) spricht in seiner Untersuchung über die Erdbebenherde und Schüttergebiete von Nordamerika unter Bezugnahme auf die mexicanischen Beben insbesondere von einem Colima-Herd, einem Chilpancingo-Herd, einem Oaxaca-Herd und einem Acapulco-Herd. Wir sehen, dass auch im Jahre 1903 sich der grösste Teil der seismischen Energie im Gebiete dieser Zentren vereinigt findet. Das gilt besonders von dem Colima-Herd, dessen ganz lokal beschränkte Beben aber sämtlich vulkanischen Ursprungs sein dürften. In den meisten Fällen waren die Beben in der Umgebung des Colima mit Eruptionen des Vulkans verbunden. Die häufigen Erschütterungen in Acapulco, besonders die am 8. Juni und 16. Juli, die sich landeinwärts auch in Chilpancingo und Mexcala fühlbar machten, aber auch das die Küste in San Luis und San Geronimo nur eben berührende Beben am 8. Februar, sprechen, wenn man sich gleichzeitig der an der Küste zwischen Manzanillo und Pochutla bekannten Seebeben und Flutwellen erinnert, für eine Bewegung des Küstenstrichs. Nach Deckert ist die ganze zwischen dem Pazifik und dem Südrande des Hochlandes von Mexico liegende Scholle seit der Tertiärzeit an dem Steilrande des Plateaus im Niederbrechen begriffen. Felix und Lenk[2]), die zuerst den Abbruch des Hochplateaus nach Süden als

[1]) Deckert, Erdb. N., p. 372 ff.

[2]) Felix u. Lenk, Über die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexico. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1892, p. 303 ff.)

Digitized by Google

tektonische Transversalspalte auffassten, nehmen als Zeitpunkt ihrer Entstehung das Ende der Kreidezeit an. Jünger als dieser Transversalbruch sei der durch den Ostabfall des Plateaus gekennzeichnete Längsbruch. Deckert glaubt, dass die Bewegungen der abgesunkenen Scholle sich besonders stark an den Linien Colima-Guadalajara, Acapulco-Chilpancingo-Mexico, Oaxaca-Tehuacan, wie auch im Tal des Mexcala und an der Küste abspielen. Auch die Beben des Jahres 1903 weisen, wie bereits angedeutet wurde, abgesehen von den rein vulkanischen Colima Beben, auf eine rege seismische Tätigkeit in den Gebieten von Acapulco, Chilpancingo und Oaxaca. Das Beben, welches am 14. Dezember den Südosten des Hochlandes und die Küste am Golf ergriff, hatte, wie aus den oben angeführten Orten hervorgeht, seine Zone der stärksten Erschütterung bei Huauchinango am Plateauabfall nach dem Golf zu, und ist möglicherweise durch Bewegungen der beim Abbruch dislozierten Schollen hervorgerufen worden.

Die Existenz einer grossen Dislokation, die den Rand des mexicanischen Hochlandes begleitet und äusserlich durch mächtige, zum Teil tätige Vulkane bezeichnet ist, wird von Böse bestritten, indem er ausführt, dass die Vulkane in Mexico unabhängig von präexistierenden Spalten seien, und de Montessus findet aus neueren Profilen und einer hypsometrischen Karte von Senties und Ochoa Villaganez, dass der Abfall des Plateaus nicht so steil sei, wie bisher angenommen wurde, und sieht darin eine Bestätigung der Ansicht von Böse[1]). Die Frage kann hier nicht entschieden werden. Aus den Erdbebenbeobachtungen des Jahres 1903 in Mexico ist in bezug auf den strittigen Punkt nichts zu schliessen; nur geht auch aus ihnen deutlich hervor, dass sich auch in der Gegenwart besonders in Guerrero und Oaxaca tektonische Vorgänge abspielen, die grössere Prozesse dieser Art in junger geologischer Zeit im südlichen Mexico vermuten lassen.

Das ausgedehnte mexicanische Beben am 13. Januar hatte seine grösste Stärke in Süd-Chiapas und dem angrenzenden südlichen Guatemala. Unseres Erachtens gehören auch die Orte Retalhuleu, Las Mercedes, Samac, Chimax und Chiacam in der Republik Guatemala in den Bereich dieses Bebens, da die Zeiten der Erschütterung für Chiacam, Las Mercedes und Samac hinreichend mit der Zeit des Bebens in den meisten mexicanischen Orten übereinstimmen. Sapper[2])

[1]) M. B. Trembl., p. 398 ff.

[2]) C. Sapper, In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens, Stuttgart 1905, p. 82 ff.

Digitized by Google

selbst hält freilich das in Guatemala am 13. Januar wahrgenommene Beben für ein heftiges vulkanisches; vermutlich aber sind ihm die Nachrichten über die gleichzeitige Erschütterung von Südmexico bis zur Stadt Mexico und Vera Cruz unbekannt gewesen. Wir dürften hier ein ausgedehntes tektonisches Beben vor uns haben.

3. Mittelamerika.

Die meisten der in der Alta Verapaz, in Chimax und Samac bei Coban und in Chiacam ostnordöstlich von Coban, oft auch im Jahre 1903 eingetretenen Erschütterungen sind nach Sapper[1]) örtlich beschränkt und auf Einstürze in dem dortigen Kalk- und Dolomit Gebirge zurückzuführen. Erdfälle und Dolinen sind hier häufig.

Diesem Schüttergebiet steht dasjenige von Südguatemala gegenüber, in dem während des Jahres 1903 Las Mercedes, La Soledad, El Baul und Retalhuleu wiederholt erbebten. Von der Mitte der Tertiärzeit bis zum Beginn des Diluviums haben sich in Südguatemala bedeutsame Vorgänge vollzogen, deren wesentlicher Erfolg der Durchbruch von Eruptivgesteinen durch das granitische und archäische Grundgebirge und die Entstehung der Vulkane war. Sapper hält die meisten Beben in Südguatemala für vulkanische, ist aber auch der Ansicht, dass die pazifische Küste tektonischen Bewegungen unterliege, was eine Bestätigung in dem Auftreten von Seebeben und seismischen Flutwellen an dieser Küste findet. Die erwähnten Orte liegen in der Nähe der aktiven Vulkane Santa Maria, Atitlan und Fuego, so dass die Mehrzahl der in ihnen bemerkten, lokalen Erschütterungen vulkanischen Ursprungs sein dürfte. De Montessus[2]) glaubt zur Erklärung vieler die pazifische Seite der Küstencordillere von Guatemala bis nach Costa Rica heimsuchenden Beben nicht der Hypothese entraten zu können, dass die Vulkanzone gleichzeitig einer grossen Dislokation entspräche, die durch Einbruch eines im pazifischen Ozean westlich von Mittelamerika gelegenen Kontinentes zwischen dem Eocän und Oligocän entstanden sei. Sicher ist nur die Tatsache, dass ein grosser Teil der pazifischen Seite von Mittelamerika absinkt[3]). Die

---

1) C. Sapper, Über Erderschütterungen in der Alta Verapaz. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1894, p. 832 ff.) — Ders., Grundzüge der physikalischen Geographie von Guatemala. (Peterm. Mitteil., Ergänzungsbd. XXIV, Heft 113, 1895.) — Ders., Das Erdbeben in Guatemala vom 12. April 1902. (Peterm. Mitteil. XLVIII, 1902, p. 198.)

2) M. B. Trembl., p. 388 ff.

3) S. A. E. I, p. 115 ff.

Digitized by Google

häufigen Erdstösse des Jahres 1903 in San José in Costa Rica finden durch die Nähe der intermittierend tätigen Vulkane Poas und Irazu eine hinreichende Erklärung. Die Erschütterung in Colon und Panama am 17. April war nur leicht und eine irrelevante Unterbrechung des im allgemeinen stabilen Zustandes des Isthmus.

4. Die Antillen.

Im Gebiet der Antillen sind nur wenige Beben zu erwähnen. Am 16. August erbebte der Westen der Insel Haïti. Auch in Santiago de Cuba wurde ungefähr gleichzeitig eine Erschütterung wahrgenommen. Ausserdem wurden in Port-au-Prince am 19. September und 4. November leichte Stösse gefühlt. Am 19. September fand nach Zeitungsnachrichten „vormittags" auch ein stärkeres Beben in Santiago de Cuba statt, bei dem mehrere Häuser einstürzten. Wahrscheinlich besteht ein Zusammenhang mit dem an demselben Tage $2^h\,54^m$ (Ortszeit) in Port-au-Prince bemerkten Stoss. Nach de Montessus ereignete sich freilich das Beben in Santiago de Cuba erst am 20. September. Vom 5. Februar liegt die unbestimmte Meldung einer heftigen Erschütterung von West-Jamaika vor. Am 16. Juli fand ein Erdstoss in San Juan an der Nordküste von Porto Rico statt. Unter den kleinen Antillen erbebte Dominica heftig am 7. März und St. Vincent wiederholt. Von der Insel Trinidad ist ein schwaches Beben am 18. Juni in Port of Spain bekannt geworden.

Das caribische Meer[1]) stellt einen grossen, geologisch jungen Einbruch dar, der im Norden und Osten von den Trümmern der Antillen Cordillere begrenzt ist. Dieser Gebirgszug findet sich auf den grossen Antillen und in der mittleren Reihe der kleinen Antillen, zu welcher unter anderen Antigua, der östliche Teil von Guadeloupe und ein Teil von Barbados gehört. Im Westen der Insel Haïti tritt eine Trennung ein: eine Kette zieht durch die nördliche Halbinsel nach der Sierra Maestra auf Cuba und weiter nach dem amatischen Golf; eine zweite Kette streicht durch die Halbinsel von Jacmel hinüber nach Jamaika und der Republik Honduras. Beide Züge sind zwischen der Sierra Maestra und Jamaika durch eine tiefe Rinne getrennt. Die im Osten von Haïti und in Santiago de Cuba am 16. August und 19. September gefühlten Beben haben wahrscheinlich einen submarinen Herd gehabt. In Anbetracht der beträchtlichen

[1]) S. A. E. I, p. 698 ff.

Digitized by Google

Ausdehnung ihrer Schüttergebiete werden sie tektonischen Ursprunges und auf Bewegungen zurückzuführen sein, die von dem Einbruch des caribischen Meeres und der damit verbundenen Zertrümmerung der Cordillere herrühren. Dasselbe ist von der Erschütterung in West-Jamaika am 5. Februar und in San Juan auf Porto Rico am 16. Juli zu sagen. Bezüglich dieses letzten Bebens ist darauf hinzuweisen, dass sich unmittelbar nördlich von Porto Rico ein bis zu 8526 m tiefer Graben befindet, dass sich also gerade an der Nordküste dieser Insel ein bedeutender Einbruch vollzogen hat.

Auch die Insel Trinidad, auf der, wie erwähnt, Port of Spain leicht am 18. Juni erbebte, ist ein Bruchstück der Umrandung des caribischen Meeres; sie steht in enger Beziehung zu der nördlichen Gebirgskette von Venezuela.

Die äussere Reihe der kleinen Antillen wird von einer inneren jungvulkanischen Zone begleitet, zu der auch die Inseln Dominica und St. Vincent gehören. Die Erschütterungen auf diesen beiden Inseln sind vulkanischen Ursprunges; die Erdstösse auf St. Vincent fielen zeitlich mit Eruptionen des auf der Insel befindlichen Vulkans La Soufrière zusammen.

Erdbebenflutwellen, Seebeben und submarine Eruptionen deuten ebenfalls in der ganzen Erstreckung der Umrandung des caribischen Meeres auf ein lebhaftes Fortwirken der tektonischen und eruptiven Prozesse, die durch den Einbruch des Beckens eingeleitet wurden.

5. Die pazifische Seite Südamerikas.

Am 1. Dezember war ein starkes Beben in Frontino in Columbia in der Nähe der Stadt Antioquia. Zahlreiche Nachstösse folgten den ganzen Monat hindurch. Bogotá wurde am 7. August, Popayan, 400 km südwestlich von Bogotá, am 19. Oktober erschüttert. Aus Ecuador sind nur zwei Stösse in Guyaquil am 22. April bekannt geworden. Die peruanische Küste wurde zwischen dem 10. und 14. Grad S. Br. erschüttert: am 8. Juni in Ica, am 17. November mit 10 Stunden Zeitunterschied in Lima und Huacho, am 17. Dezember gleichzeitig in Lima und Huarmey. Aus Bolivia werden zwei Stösse am 21. April in Oruro und am 21. Juni in Cochabamba gemeldet. Tacna und Arica im nördlichen Chile waren „abends“ vom 3. auf den 4. Mai der Schauplatz eines Bebens. Ein ausgedehntes Beben ereignete sich am 7. Dezember von Taltal im Norden bis Santiago im Süden und östlich der Cordillere der Anden bis Mendoza. Sein Epizentralgebiet erstreckte sich von Huasco landeinwärts

Digitized by Google

über Freirina nach Vallenar. In den zwischen Taltal und Santiago gelegenen Orten La Serena und Vicuña, sowie im Tal Elqui hatte bereits am 6. September eine starke Erschütterung stattgefunden, der zufolge in La Serena das Dach einer Kirche einstürzte. Von Santiago und La Concepcion sind viele Beben bekannt geworden. Am 8. August wurden mit etwa 50 Minuten Zeitunterschied Erschütterungen in Santiago und Valparaiso wahrgenommen. Das am 12. Dezember in La Concepcion gefühlte Beben war nordostwärts auch noch in Bulnes, Chillan, San Carlos bis zu dem 170 km entfernten Linares bemerkbar. Von Valdivia liegt eine Meldung über eine starke Erschütterung am 18. Juli vor.

Über die Ursachen der Beben Südamerikas lassen sich nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnis dieses Kontinentes detaillierte Angaben nicht machen. Bezüglich der die Westküste so häufig erschütternden Erdbeben sagt Suess[1]), dass sie Äusserungen eines grossen tektonischen Vorganges der Gegenwart seien, dessen Wesen nicht bekannt ist.

Das im Dezember stark erschütterte Frontino liegt zwischen der Küstencordillere und der Zentralcordillere von Columbia, die Hauptstadt Bogotá in der Sierra de Bogotá, die zu der östlichen Cordillere gehört und vermittelst der Sierra von Merida in das Küstengebirge von Venezuela hinüberleitet. Popayan in Süd-Columbia ist am Westabhang der Zentralcordillere gelegen. Die drei genannten Gebirgsketten treten an der Grenze von Columbia gegen Venezuela auseinander und bewirken die nördliche Virgation der Anden. Von der Sierra de Bogotá[2]) ist bekannt, dass sie vorwiegend aus Gesteinen von archäischem Gepräge und kretacaeischen Sedimenten besteht und von tätigen Vulkanen nicht begleitet wird. In der Nähe von Popayan erheben sich die vier Vulkane des Purace-Bezirkes, von denen der 4700 m hohe Purace im 19. Jahrhundert stärkere Eruptionen hatte[3]).

Guayaquil in Ecuador liegt im Gebiete kretaceischer Ablagerungen der Westcordillere, am Ende des tief in das Land eindringenden Golfes von Guayaquil. In der Breite von Guayaquil beginnt der Steilabsturz der Küste in die grosse Rinne des Pazifik, welche die Westküste bis Valparaiso begleitet und die für diesen

1) S. A. E. I, p. 698.

2) S. A. E. I, p. 655 ff.

3) Stübel, Über die Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptionszentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika. (Peterm. Mitteil. 1902.)

Digitized by Google

Teil des Ozeans so charakteristischen tiefen Gräben bis zu 7635 m Tiefe aufweist.

Die Erdbeben in Peru, über die aus dem Jahre 1903 berichtet wird, beschränken sich ganz auf das Küstengebiet zwischen Huarmey und Ica. Auch die aus diesem Jahre bekannt gewordenen Beben in Chile, mit Ausnahme der nur in Santiago bemerkten Erschütterungen und der Beben am 7. und 12. Dezember, betrafen ausschliesslich die Küstenregionen. Seebeben und Flutwellen sind von 9° S. Br. bis 38° S. Br. eine sehr bekannte Erscheinung. Westlich von Callao befindet sich der erste bis über 6000 m tiefe Trog, dem andere tiefe Einbrüche und bei Taltal die grösste Tiefe an dieser Küste mit 7635 m in dem Atacama Graben folgen. Die meisten dieser Küstenbeben werden Dislokationsbeben sein und vom Meeresboden nahe der Küste ausgehen[1]).

Das Beben am 7. Dezember reichte über die Anden hinaus bis nach Mendoza; sein Epizentralgebiet aber lag, wie ausgeführt wurde, bei Huasco und Vallenar. In dem unmittelbar an der Küste gelegenen Huasco stürzten einige Mauern ein; das Meer soll den ganzen Tag über sehr erregt gewesen sein. Die grösste Intensität scheint aber in dem 50 km landeinwärts gelegenen Vallenar erreicht worden zu sein; hier blieb kein Haus ohne Beschädigung und die Eisenbahnlinie wurde zerstört. Ob auch der Herd dieses Bebens unterseeisch war und im Atacama Graben oder an seinen Rändern lag, mag daher zweifelhaft erscheinen. Die über die Beschädigungen eingelaufenen Berichte lassen einen Dislolokationsvorgang näher bei Vallenar, also auf dem Festlande, als Ursache der Erschütterung vermuten. Bei dem Beben am 12. Dezember ist bemerkenswert, dass sich das Schüttergebiet, soweit es bei der geringen Stärke der Stösse bekannt geworden ist, von La Concepcion ostwärts nach Bulnes und von dort 120 km nordwärts bis nach Linares erstreckte, so dass ein grosser Teil desselben zwischen der Küstencordillere und den chilenischen Anden im chilenischen Längental lag. In der Küstencordillere sind bei La Concepcion neben Gneis, Quarzit und Schiefer auch gestörte kretaceische und tertiäre Ablagerungen bekannt; hier sind demnach in verhältnissmässig junger Zeit tektonische Veränderungen vor sich gegangen.

Das am 21. April erbebende Oruro in Bolivien nördlich vom Aullaguas See liegt in einem Vulkanbezirk, aus dem aber Eruptionen

---

1) Rudolph, S. E. p. 280.

Digitized by Google

während des 19. Jahrhunderts nicht bekannt sind[1]). Aus der Umgegend des etwa 100 km ostnordöstlich gelegenen, am 21. Juni erschütterten Cochabamba kennt man keine Vulkane. Nähere Angaben über die Ursache dieser beiden Beben können nicht gemacht werden; wahrscheinlich sind auch sie Äusserungen der gebirgsbildenden Kräfte in der Andenkette.

6. Die atlantische Seite von Nord- und Südamerika.

Dem Bebenreichtum an der Westküste Amerikas, wie überhaupt an der ganzen Umrandung des Pazifik steht eine geringe Seismizität auf der atlantischen Abdachung der neuen Welt gegenüber. Auch in dieser Beziehung tritt demnach ein scharfer Gegensatz hervor zwischen den Küsten des pazifischen Typus und denen des atlantischen Typus. Es sei noch besonders an die fast vollkommene Stabilität der afrikanischen Küsten am atlantischen und indischen Ozean erinnert.

Nordamerika. Auf der atlantischen Seite Nordamerikas ereigneten sich Beben vorzugsweise im Mississippi Becken. Am 8. Februar wurden Erdstösse in mehreren Orten der Staaten Illinois, Missouri, Kentucky und Indiana gefühlt. Die Namen der Orte sind nicht bekannt. Teile derselben Staaten und des Staates Tennessee wurden von neuem am 4. November erschüttert. Ferner machte sich am 4. Oktober ein leichter Stoss in St. Louis und am 5. November ein heftiger Stoss im Distrikt der nahe der Westgrenze des Staates Indiana liegenden Stadt Brazil bemerkbar. Die am 31. Dezember in Illinois und Indiana wahrgenommenen Erschütterungen rühren vielleicht von der gleichzeitig in Fairmount (Illinois) stattgefundenen Dynamitexplosion her. Da ihr Charakter als Erdbeben nicht feststeht, so können sie hier nicht berücksichtigt werden.

Das Beben am 4. November erstreckte sich von Peoria (Illinois) im Norden bis nach Memphis (Tennessee) im Süden und von St. Louis (Missouri) im Westen bis über Louisville (Kentucky) im Osten hinaus. Eine Nacherschütterung machte sich noch südlich von Memphis in Grenada (Mississippi) fühlbar. Es handelt sich hier hauptsächlich um das östlich des Mississippi gelegene, vom Unterlauf des Ohio und seinen Nebenflüssen durchströmte Gebiet südlich von Cairo und um das sogenannte „Sink Country“ oder „Sunken Country“. Das letztgenannte Gebiet wurde schon häufig von Erschütterungen heim-

[1]) Stübel, l. c.

Digitized by Google

gesucht: dreimal, soweit bekannt ist, von katastrophalen, fast das ganze Flachland der Vereinigten Staaten einnehmenden Beben, nämlich 1811, 1843, 1895, oft von Erschütterungen, welche an Ausdehnung und Intensität den Beben im Jahre 1903 ähnlich sind[1]).

Wenn es sich auch bei den erwähnten grossen Beben wahrscheinlich um tektonische Vorgänge im eigentlichen Sinne, vielleicht um ein Sinken des ganzen Mississippi Beckens mit seiner festen Gesteinsunterlage handelt, so findet sich doch für die zahlreichen schwächeren Beben und so auch für die Beben vom 8. Februar, 4. November und 5. November 1903 eine ihren Wirkungen äquivalente Ursache in dem Umstande, dass die rezenten, inkonsistenten Schwemmlandsmassen, insbesondere des Mississippi, Missouri und Ohio, Sackungsbewegungen unterliegen. Am Tennessee, Arkansas, Red-River und kleineren Flüssen des Mississippi Beckens hat man wesentliche Laufänderungen festgestellt, die ein Streben der Flüsse nach dem Sink Country bekunden, und John T. Campbell hat aus dem Vergleich zweier Nivellements am unteren Wabash eine bedeutende Senkung des Gebietes ebenfalls nach dem Sink Country zu festgestellt.

In der Nacht vom 23. auf den 24. Januar ereignete sich in Charleston und Teilen von Süd-Carolina und Georgia ein Beben, welches das stärkste seit der Katastrophe von 1886 gewesen sein soll, doch, da keine Nachrichten über Zerstörungen vorliegen, nur mässige Intensität gehabt haben kann. Die Ursache des grossen Charleston Bebens vom 31. August 1886 ist nicht aufgeklärt. Davison[2]) glaubt in seiner Studie über neuere Erdbeben aus der Lage von Gebieten geringerer Intensität auf die Existenz einer Dislokation schliessen zu dürfen, deren Verlauf nahezu nordsüdlich, unmittelbar östlich der für das Beben am 31. August 1886 festgestellten Epizentren von Woodstock und Rantowles anzunehmen sei. Wenn aber auch eine derartige Dislokation unter der Erdoberfläche bestehen mag, so bleibt die Frage nach ihrer Entstehung und ihrem Zusammenhang mit der Tektonik der atlantischen Küste der Vereinigten Staaten offen. De Montessus[3]) glaubt, in Ermangelung einer anderen Erklärung, einen mutmasslichen, während des Pleistocäns erfolgten Einbruch des Europa mit Amerika verbindenden Landes an der Stelle des jetzigen subtropischen atlantischen Ozeans

[1]) Deckert, Erdb. N., p. 367.

[2]) Ch. Davison, A Study of Recent Earthquakes, London 1905.

[3]) M. B Trembl., p. 121.

Digitized by Google

heranziehen und die eigentliche Ursache des Charleston Bebens in Bewegungen der auf allerdings noch kaum bekanntem Wege sich von Europa her über den Ozean erstreckenden alpinen Geosynklinale suchen zu sollen.

Unklarheit herrscht auch gegenwärtig noch hinsichtlich der Erklärung der im St. Lorenz Tal stattfindenden Beben. Am 25. Dezember 1903 wurde eine Erschütterung in Ogdensburg am St. Lorenz Strom und 26 km weiter östlich in Madrid (New-York) wahrgenommen; sie soll auch weiter nordwärts im Tal bemerkt worden sein. Der St. Lorenz Strom bezeichnet zwar eine wichtige tektonische Linie[1]), indem sich auf seiner linken Seite flaches Tafelland, die paläozoische Umrandung des canadischen Schildes, erstreckt, während an sein rechtes Ufer die Faltenzüge von Neubraunschweig und Neufundland stossen. An der Linie des St. Lorenz Stromes fand Stauung und Überfaltung statt. Dieser Stauungs- und Faltungsprozess aber spielte sich vor Ende der Karbonzeit ab, so dass das St. Lorenz Tal eine tektonische Linie von hohem Alter ist und es daher in Frage gestellt werden muss, ob diesen Vorgängen eine seismogenetische Wirksamkeit für die Gegenwart zugeschrieben werden kann.

Vom 13. März wird eine Erschütterung aus New-York gemeldet. Diese Stadt lag im Epizentralgebiet des Bebens vom 10. August 1884, dessen Ursache von Rockwood auf einen Bruch der sedimentären Unterlage des Stadtgebietes zurückgeführt wird. Der atlantische Küstenstrich der Vereinigten Staaten ist in seiner nördlichen Hälfte von langen Verwerfungen durchzogen, die zum Teil im Zusammenhang mit dem Bau der Alleghanies stehen[2]). Aus diesem Küstengebiet sind auch Erdstösse in Haddam und Chester (Connecticut) am 22. April und in Livermore Falls (Maine) am 12. Dezember bekannt geworden.

Südamerika. Auf der atlantischen Seite Südamerikas wurde die Provinz Ceará an der Nordküste Brasiliens am 13. Mai erschüttert. Brasilien hat seit langer Zeit keine tiefgreifenden Umwandlungen erlebt und scheint auch dementsprechend fast bebenfrei zu sein. Auf welche Umstände das Beben am 13. Mai zurückzuführen ist, lässt sich daher schwer sagen. In dem Brasilien bespülenden Teil des atlantischen Ozeans sind noch zu junger Zeit vulkanische Kräfte tätig gewesen, wie die etwa 600 km östlich der Küste von Ceará entfernt

[1]) S. A. E. II, p. 47 ff.
[2]) M. B. Trembl., p. 118, 119.

Digitized by Google

liegende, aus sehr jungem vulkanischen Material bestehende Insel Fernando Noronha beweist. Auf dem Festlande selbst aber kennt man so junge Vorkommnisse nicht[1]).

Am 3. März erbebten die Orte Dolores und Conesa in Argentinien (Provinz Buenos-Aires). Die Orte liegen im Norden der aus Granit und Gneis bestehenden Sierra de Tandil, die wahrscheinlich eine abgelenkte Fortsetzung der südlich streichenden Ketten der argentinischen Anden ist[2]). Von Buenos-Aires und Montevideo sind aus früheren Jahren einige schwache Erschütterungen bekannt.

G. Zusammenfassung.

Um ein Gesamtbild der seismischen Verhältnisse der Erde im Jahre 1903 zu erhalten, ist es nur nötig, einen Blick auf die als Beilage angefügte Übersichtskarte zu werfen. Hinsichtlich der Seebeben konnten wir allerdings bei der kartographischen Einzeichnung der Epizentren der Forderung der Vollständigkeit nicht gerecht werden. Das liegt, wie bereits im ersten Teil der Arbeit bemerkt wurde, an der Ungenauigkeit, die den aus den seismometrischen Aufzeichnungen gewonnenen Daten im Jahre 1903 noch anhaftete. Nur in wenigen Fällen liess sich aus diesen Daten die Lage der Epizentren mit einer für die Zwecke dieser Arbeit hinreichenden Präzision bestimmen. Die auch in einigen dieser Fälle noch vorhandene Unsicherheit ist dadurch angedeutet, dass statt eines Punktes eine geschlossene Kurve dort eingezeichnet wurde, wo das Epizentrum mit grösster Wahrscheinlichkeit zu suchen ist. Dasselbe gilt für die beiden Beben am 1. Februar im westlichen Tianschan oder in Kaschgarien und am 10. Dezember in Kaschmir, deren Epizentren nur nach den seismometrischen Registrierungen festgelegt werden konnten, da geeignete makroseismische Nachrichten fehlten. Das Beben in Chile am 7. Dezember und die Beben im Mississippi Becken sind durch Umgrenzung ihrer Schütterflächen zur Darstellung gekommen. In vielen anderen Fällen, in denen eine Bestimmung der Lage des Epizentrums nicht immer möglich war, ist zum Flächenkolorit Zuflucht genommen. Das trifft insbesondere für Japan, Mexico, Griechenland und Kaukasien zu.

---

[1]) S. A. E. I, p. 655.
[2]) S. A. E. I, p. 663, 664.

Digitized by Google

Überschauen wir nun die Weltkarte, so zeigt sich sofort, dass sich auch im Jahre 1903 die grösste seismische Energie in der mediterranen und circumpazifischen Geosynklinale entfaltet hat. Italien, Griechenland, Kaukasien, der Thian-schan; der ostindische Archipel, Formosa, Japan; die pazifische Küste der Vereinigten Staaten von Nordamerika, Mexico und die Anden bildeten den Schauplatz der meisten und stärksten Beben. Auch die Alpen und die westliche Umrandung des Mittelmeers, sowie Westindien waren seismisch rege, und vom Alëuten Graben, der die Verbindung zwischen den pazifischen Küsten Asiens und Nordamerikas herstellt, gingen zwei starke Beben aus.

Unbedeutend und relativ gering an Zahl waren mit wenigen Ausnahmen die Erschütterungen in den nicht zu diesen beiden Geosynklinalen gehörigen Gebieten. Ausnahmen bilden das starke westsibirische Beben am 12. März und das grosse Baikal Beben am 26. November.

Bebenfrei erscheinen Osteuropa, das nördliche Asien und Amerika, fast ganz Brasilien, Afrika und Australien. Wenn wir auch nicht auf Grund der seismischen Verhältnisse eines Jahres auf eine absolute Ruhe in den bezeichneten Gebieten schliessen dürfen, zumal uns gerade aus den meisten dieser Gegenden infolge der Ungunst der kulturellen Verhältnisse nur überaus spärliche, wenn nicht gar keine Nachrichten zukommen, so steht doch auch in diesem Punkte das Kartenbild mit den aus weit umfangreicherem Material von de Montessus de Ballore gezogenen Resultaten in guter Übereinstimmung.

Doch ist immerhin sehr bemerkenswert, dass auch Gegenden, die auf Grund ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung Stabilität vermuten lassen, von Beben nicht gänzlich frei sind. Die Beben in diesen Gebieten bereiten einer Erklärung ihrer Entstehung besondere Schwierigkeiten; zu ihnen gehören u. a. die Erschütterungen in Süd-Carolina und Georgia (Verein. St. von Nordamerika) am 23./24. Januar, in der brasilianischen Provinz Ceará am 13. Mai, in Dolores und Conesa (Argentinien) am 3. März, in Kamerun am 10. Juni und in West-Griqualand am 7. August. Das gleiche ist auch von einigen Beben im offenen Ozean zu sagen, so vornehmlich von den Seebeben am 17. Januar und 13. Mai, deren Epizentren im nordöstlichen Teil des Pazifik, beziehungsweise nahe dem Gilbert Archipel zu suchen sein dürften. Hohes Interesse haben auch die nicht seltenen Erschütterungen im Mississippi Becken, von denen doch mehrere früherer Jahrzehnte so ausgedehnt und heftig waren, dass die Annahme eines einfachen

Digitized by Google

Sackungsprozesses zur Erklärung nicht ausreicht. Hier ist gewiss die Schwierigkeit noch nicht gehoben, wenn man vorläufig als Ursache ein tektonisch zu begreifendes Sinken des ganzen Mississippi Beckens anspricht.

Für die seismisch tätigsten Gebiete der Erde aber zeigt sich deutlich ein Zusammenhang mit ihren erdgeschichtlichen Schicksalen, ihrem tektonischen Aufbau. Die meisten und stärksten Beben des Jahres 1903 ereigneten sich in Gegenden junger gebirgsbildender und -zerstörender Vorgänge. Oft gelang es, innerhalb des Schüttergebietes, wenn nicht gar in der pleistoseisten oder epizentralen Zone, Dislokationen nachzuweisen, die einen ursächlichen Zusammenhang mit den Beben nicht verkennen liessen. Das trifft namentlich auch für das Baikal Beben am 26. November zu, dessen Bereich ausserhalb der mediterranen Geosynklinale liegt. War eine mehr ins einzelne gehende Erklärung infolge ungenügender Kenntnis der Lage des Epizentralgebietes oder auch der geologischen Verhältnisse der betreffenden Gegend nicht angängig, so war es dann aber meistens doch möglich, einen Zusammenhang mit den Hauptzügen in der Entwicklung und im Aufbau des Landes darzulegen oder wenigstens wahrscheinlich zu machen, wie z. B. bei vielen italienischen, kaukasischen, japanischen und mexicanischen Beben und auch insbesondere bei dem vogtländischen Erdbebenschwarm nördlich der mediterranen Geosynklinale.

Vulkanische Beben im Sinne von R. Hoernes fanden nur in verhältnismässig geringer Zahl statt. Während aber einige Erschütterungen, wie die vesuvianischen und ätnäischen und die vom Colima in Mexico ausstrahlenden, ihren vulkanischen Charakter deutlich erkennen liessen, war es in anderen Fällen, besonders auf Java, den Philippinen und Kiushiu nicht immer möglich zu entscheiden, ob ein Beben von einem Vulkan innerhalb seiner Schütterfläche ausgegangen sei oder mit tektonischen Prozessen in dem betroffenen Gebiet zusammenhänge. Doch ist sicher, dass gerade in der so vulkanreichen ostindischen Inselwelt viele rein vulkanische Beben auftreten und auch namentlich manche der weniger ausgedehnten Beben in Japan, in Westindien, im Azoren Archipel und im östlichen Mittelmeer vulkanischer Entstehung sind.

Digitized by Google

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 237

I. Teil. Die mikroseismischen Registrierungen einiger Beben des Jahres 1903 238

A. Die Art der Bearbeitung der mikroseismischen Registrierungen . . 238

B. Die Tabellen der mikroseismischen Registrierungen 242

C. Ausführungen zu den Tabellen der mikroseismischen Registrierungen 263

Anhang: Liste der bei der Zusammenstellung der Tabellen gebrauchten Quellen 275

II. Teil. Die geographische Verbreitung und erdwissenschaftliche Bedeutung der Epizentren der Beben des Jahres 1903 276

A. Europa 276

1. Norwegen und Schweden 276
2. Die Britischen Inseln 279
3. Mitteleuropa (unter Ausschluss der Alpenländer) 280
4. Die Alpen 286
5. Der Appennin und der Monte Gargano 294
6. Sizilien 301
7. Die östlichen Länder des Alpensystems 303
8. Die unteren Donauländer 307
9. Griechenland 310
10. Die Pyrenäen 316
11. Portugal 318
12. Die westliche Umrandung des Mittelmeers 319

B. Afrika 320

C. Australien 323

Anhang: Antarktis 324

D. Asien 324

1. Vorderasien 324
2. Thian-schan, Pamir, Hindukusch 328
3. Himalaya, Vorder- und Hinterindien 330
4. Das sinisch-sibirische Gebiet 332
5. Der ostindische Inselarchipel 335
6. Formosa und die Riu-Kiu Inseln 348
7. Japan 350

E. Der Pazifik 357

F. Amerika 359

1. Die pazifische Seite Nordamerikas 359
2. Mexico 362
3. Mittelamerika 365
4. Die Antillen 366
5. Die pazifische Seite Südamerikas 367
6. Die atlantische Seite von Nord- und Südamerika 370

G. Zusammenfassung 373

Beilage: 1 Karte.

Digitized by Google

Abkürzungen einiger in der Arbeit häufiger zitierten Abhandlungen.

B. Terr. It. = M. Baratta, I Terremoti D' Italia, Turino 1901.

Deckert, Erdb. N. = E. Deckert, Die Erdbebenherde und Schüttergebiete von Nordamerika in ihren Beziehungen zu den morphologischen Verhältnissen. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1902, p. 367 ff.)

G. B. Geoph. = Beiträge zur Geophysik, herausgeg. von G. Gerland.

Kotô, M. A. = Kotô, On the geological structure of the Malayan Archipelago. (The Journal of the Coll. of Science, Tokyo, Vol. XI.)

Masó, Ph. A. = M. Saderra Masó, Volcanoes and Seismic Centers of the Philippine Archipelago. Census of the Philippine Islands, Bulletin 3, 1904.

Mojsisovics, Chron. Erdb. 1898 = v. Mojsisovics, Chronik der Erdbeben im Jahre 1898. (K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., Bd. CVIII, Abt. I.)

Mojsisovics, Chron. Erdb. 1902 [resp. 1903] = v. Mojsisovics, Chronik der Erdbeben im Jahre 1902 [resp. 1903]. (Mitt. d. Erdbeb.-Kom. d. K. Akad. d. Wiss. Wien, N. F. XIX [resp. XXV].)

M. B. Trembl. = F. de Montessus de Ballore, Les Tremblements de Terre. Géographie Séismologique, Paris 1906.

Richthofen, Geom. St. O. = F. v. Richthofen, Geomorphologische Studien aus Ostasien. (Sitzungsber. d. Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. XL, p. 892 ff.)

Rudolph, S. E. = E. Rudolph, Über submarine Erdbeben und Eruptionen. (Beiträge zur Geophysik, herausgeg. von G. Gerland, Bd. I, 1887.)

Schmidt, St. V. Erdb. = J. Schmidt, Studien über Vulkane und Erdbeben, Bd. II, Leipzig 1881.

S. A. E. = E. Suess, Das Antlitz der Erde, Bd. I 1885, Bd. II 1888, Bd. III, 1 1901.

Digitized by Google

X.

Die physikalischen Grundlagen der tektonischen Theorien.

Von

Georg von dem Borne.

Von einer Theorie der Gebirgsbildung, die wir als eine gute bezeichnen wollen, werden wir inhaltlich verlangen müssen, dass sie nicht nur den Tatsachen gerecht werde, die der beobachtende Geologe fand, sondern auch jenen, die durch physikalische geodätische und astronomische Methoden gefunden wurden. Wir werden an eine Theorie der Tektonik, wie an eine wissenschaftliche Theorie überhaupt, des weiteren die Forderung zu stellen haben, dass sie heuristisch wertvoll sei; d. h. dass sie zur Erforschung neuer, bisher unerforschter Tatsachengebiete anregt. Wir pflegen weiter von ihr zu verlangen, dass sie gestatte, das ganze Tatsachengebiet, das sie umfassen will oder wenigstens einen möglichst grossen Teil desselben von einem einheitlichen Gesichtspunkt aus zu überschauen. Es gilt deshalb im allgemeinen als vorteilhaft, wenn es gelingt, die Quintessenz einer Theorie in kurzer, formelhafter Gestalt zusammenzufassen, so dass sie uns nicht nur ein brauchbares, sondern auch ein bequemes Handwerkszeug bei der Forschungsarbeit bietet. Dieses an sich berechtigte Streben nach Einfachheit ist in vielen Fällen nicht ungefährlich. Dem Versuch, eine grosse, einheitliche Idee durch Modifikationen zu komplizieren, widerstrebt nur zu leicht unser ästhetisches Empfinden. So birgt die Existenz einer jeden Hypothese eine Gefahr in sich: Tatsachen, die ihr widersprechen, werden entweder übersehen, oder in ihrer wahren Bedeutung verkannt. Diese Gefahr wird im all-

Digitized by Google

gemeinen desto grösser werden, je besser die Hypothese sich sonst bewährt. So erfreut sich die „Schrumpfungshypothese" der unbedingten Anerkennung zahlreicher Geologen. Ihre glänzende physikalisch-mathematische Begründung durch Fourier erhebt mit dem gleichen Rechte Anspruch auf Klassizität wie die wundervolle Anwendung auf tektonische Probleme durch einen Dana, Heim und Süss. Und beides scheint ihr das Gepräge dauernder Gültigkeit zu verleihen.

Das letzte Gespräch, das ich mit dem verewigten Altmeister v. Richthofen hatte, bezog sich auf Bedenken gegen diese Lehre: die horizontalen Verschiebungen von so ungeahntem Ausmasse, auf die uns die neuesten geologischen Erfahrungen in den Westalpen hinweisen, wollen ebensowenig in das grossartige Schema dieser Anschauungsweise passen, wie die ostasiatischen Zerrungsbögen. Auch von physikalischem Standpunkte aus erheben sich gerade in jüngster Zeit Bedenken gegen die strenge Einfachheit des Bildes.

Diese Bedenken bildeten den Ausgangspunkt für die im Folgenden niedergelegten Erwägungen. Die Aufgabe war also im wesentlichen kritischer Natur und es lag daher bei ihrer Erledigung eine Gefahr nahe; ich habe mich, wie ich hoffe, mit Erfolg, bemüht sie zu vermeiden: das Gewicht eines einzelnen Einwandes oder einer einzelnen neuen, an sich vielleicht wertvollen Idee konnte leicht überschätzt werden, die richtige und notwendige Wertschätzung für das Alte, Hergebrachte aber verloren gehen. So mancher Autor ist gerade in der jüngsten Vergangenheit dieser Gefahr erlegen und schuf Hypothesen, die an grandioser Einfachheit oder vielmehr Einseitigkeit die klassische Schrumpfungshypothese weit übertrafen, ohne ihr an Verwendbarkeit das Wasser zu reichen.

Die ungeheure Komplikation ist ein so wesentlicher Zug in dem Bewegungsbilde der Erdfeste, dass wir unter keinem irgendwie gearteten Vorwande versuchen sollten sie zu verleugnen.

Wenn so unsere Anschauungen unter allen Umständen auf Einfachheit verzichten, so werden sie an heuristischem Werte ganz erheblich gewinnen, und das ist, glaube ich, die Hauptsache. Wir sollten den Wert einer weitere Gebiete umfassenden Betrachtungsweise nicht sowohl nach ihrer Bequemlichkeit oder nach der Anzahl und dem Gewichte der Antworten schätzen, die sie zu ermöglichen scheint, als vielmehr nach der Bedeutung der Probleme, zu deren Bearbeitung sie anregt.

Digitized by Google

Um einen Überblick zu gewinnen, wird eine bestimmte schematische Anordnung notwendig sein.

Aus der ungeheuren Mannigfaltigkeit der Erscheinungen, deren Gesamtheit sich uns als Prozess der Gebirgsbildung darstellt, greife ich demgemäss eine Gruppe als erste heraus, sie als Ursache des ganzen bezeichnend. In diesem Sinne sage ich:

„Sollen an einem Körper Gestaltsänderungen irgend einer Art, gegenseitige Verschiebungen der einzelnen Elemente des Körpers gegeneinander, kurz Vorgänge von der Art der Gebirgsbildung statthaben, so ist dafür die erste Voraussetzung die, dass die verschiedenen Teile des Körpers in verschiedener Weise ihr Volum ändern."

Stehen beliebige lineare Dimensionen des Körpers vor und nach der Volumenänderung durchgängig in demselben Verhältnis zueinander, so werden Deformationen nach Art der Gebirgsbildung nicht statthaben.

„Das Vorhandensein von örtlichen Variationen des Volumenganges ist die Ursache der Erscheinungen der Gebirgsbildung."

Eine Diskussion der Volumänderung der einzelnen Teile des Erdballes und ihrer Zusammenhänge mit anderen physikalischen Vorgängen wird demnach die Grundlage unserer Betrachtungen zu bilden haben. Es hat sich seit langer Zeit als zweckmässig erwiesen, dabei in erster Linie das Volumen in seiner Abhängigkeit von der Temperatur zu betrachten. So ergibt sich als natürlicher Ausgangspunkt eine Besprechung der Verteilung der Temperatur im Erdinneren und der zeitlichen Änderung, denen dieselbe unterworfen ist, mit anderen Worten: „des Wärmehaushaltes des Erdinneren."

Der Wärmehaushalt des Erdinneren setzt sich zusammen aus Ausgabe und Einnahme. Sehen wir von aussertellurischen Einflüssen ab, so werden wir neben dem mächtigen, zentrifugalen, dem geothermischen Gefälle entsprechenden Wärmestrom die irdischen Quellen, denen dieser Strom seinen Ursprung verdankt, betrachten müssen.

Ein wichtiger Teil der diesen Quellen entströmenden Wärme stammt aus Energievorräten her, die nicht die Gestalt von Wärme haben. Es wird sich also die Lehre vom Wärmehaushalt der Erdfeste von selbst erweitern zu einer solchen von deren Energiehaushalt.

Wären wir imstande, die einzelnen Konten dieses Energiehaushaltes nach Soll und Haben vollständig zu überblicken und so für

Digitized by Google

jedes Volumenteil den Temperaturgang abzuleiten, wären uns weiter die thermischen Eigenschaften der Stoffe und die Druckverteilung im Erdinneren so weit bekannt, dass wir aus dem Temperaturgang bindende Schlüsse auf den Volumengang ziehen könnten, so wäre damit doch eine vollständige Beschreibung der resultierenden Formenveränderung der Erdfeste noch nicht ermöglicht. Aus irgend einem bestimmten Komplexe von Volumänderungen kann eine unendliche Anzahl von verschiedenen Gestaltsänderungen sich ergeben. Es wirken auf das Zustandekommen eines bestimmten Bewegungsbildes neben räumlichen und zeitlichen Abänderungen des Volumganges noch zahlreiche andere Umstände ein, deren Gesamtheit ich gemäss dem Prinzip des kleinsten Zwanges zusammenfasse in den Satz von der kleinsten tektonischen Arbeit:

Auf eine bestimmte Gesamtheit von Volumänderungen spricht die Erdfeste durch eine solche Gesamtheit von Gestaltsänderungen an, dass in jedem Augenblicke die tektonische Arbeit, d. h. die Summe der gegen die Erdschwere einerseits (äussere tektonische Arbeit) und gegen den inneren Zusammenhalt der umgestalteten Massen andererseits (innere tektonische Arbeit) geleisteten Arbeit ein Minimum ist.

Es verbleiben Erscheinungen scheinbar wesentlich abweichender Natur, denen man tektonische Effekte zugeschrieben hat: zunächst diejenigen, die einen kosmischen Charakter tragen (so z. B. Polverlegungen, Änderungen der Rotationsdauer und ähnliches). Es ist nicht unwahrscheinlich, dass Vorgänge dieser Art wirksam in das tektonische Getriebe eingreifen. Die geometrische Anordnung der grossen Züge des Antlitzes der Erde ist aber so kompliziert, dass einfache Beziehungen dieser Art kaum zu erwarten sind. Ich halte es deshalb für zweckmässig, von ihrer Diskussion vorläufig abzusehen. Das Gesagte gilt in erhöhtem Masse von den Versuchen, das Gebäude der Erdfeste und seine Entstehung in das Schema gewisser kristallographischer Anschauungen zu zwängen, zumal sich gegen dieselben auch gewichtige Bedenken physikalischer Art anführen lassen. Dagegen wird die tektonische Wirkung äusserer Massentransporte durch Abtragung und Ablagerung nicht vernachlässigt werden dürfen.

Eine Abänderung des Satzes von der „kleinsten tektonischen Arbeit“ bedingt aber keiner der letztgenannten Faktoren.

Es ergibt sich so die folgende Gliederung unserer Betrachtung:

Digitized by Google

1. Der Energiehaushalt der Erdfeste.
2. Der Volumengang der einzelnen Teile der Erdfeste.
3. Das Wesen der tektonischen Arbeit.

I.

Wir betrachten zunächst die Ausgabeseite der Wärmebilanz. Die Anschauug, dass aus der Erde sich ein mächtiger Wärmestrom hinaus ergiesse, floss aus der Erkenntnis, dass die tiefer gelegenen Erdschichten eine höhere Temperatur haben, wie die näher der Oberfläche befindlichen.

Wir wollen zunächst den auf die Wärmeleitung zurückzuführenden Teil dieses Wärmestromes betrachten. Seine Intensität wird bedingt:

1. Durch das Wärmegefälle, d. h. diejenige Temperatursteigerung, welche wir vorfinden, wenn wir um die gewählte Längeneinheit in das Erdinnere vordringen.

2. Durch die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine, d. h. diejenige Intensität des Wärmestromes, die, wenn das Wärmegefälle der Einheit gleich ist, dem Gleichgewichtszustande entspricht.

Die Kenntnis beider Grössen wird in möglichster Nähe der Oberfläche, jedoch in einer solchen Tiefe erfordert, dass meteorologische Einflüsse zu vernachlässigen sind.

Über das geothermische Gefälle sind, wie bekannt, in Bohrlöchern und in zugänglichen unterirdischen Räumen (Bergwerken, Tunnels) zahlreiche Beobachtungen gemacht worden und es könnte scheinen, als ob die so gewonnenen Erfahrungen eine ausreichend sichere Unterlage für theoretische Erwägungen böten. Jadschefski hat durch eine verdienstliche Zusammenstellung der vorhandenen Messungen nachgewiesen, dass sowohl die unzureichende Zahl derselben wie ihre ungünstige räumliche Verteilung die Folge haben, dass bindende Schlüsse über die quantitative Gestaltung des geothermischen Leitungsstromes zur Zeit erst in sehr beschränktem Umfange zulässig sind. (Der spekulative Teil der Jadschefski'schen Arbeit ist leider völlig verfehlt. Es werden in demselben trotz des vorangehenden Nachweises der Unzulänglichkeit des Beobachtungsmateriales die weitgehendsten Folgerungen gewagt, die sich zudem durchgängig auf einer falsch gedeuteten Formel aus der Theorie der Wärmeleitungen aufbauen).

Mit Sicherheit wissen wir nur, dass der Sinn des Wärmegefälles mit verschwindenden Ausnahmen überall derselbe ist, dass aber sein Betrag recht beträchtlichen Schwankungen unterliegt.

Digitized by Google

Theoretische Betrachtungen über Zusammenhänge dieser Schwankungen mit anderen Faktoren liegen mehrfach vor. — Es sei hier kurz das Folgende ausgeführt:

Die Temperaturverteilung im Erdinneren wird zweckmässig dargestellt durch eine Schar von Flächen, welche die Orte gleicher Temperatur mit einander verbinden. Wir werden dieselben als „Isothermalen" bezeichnen. Normal werden wir den Verlauf dieser Flächen dort nennen, wo sie konzentrische Kugelflächen sind (bezw. bei Betrachtung kleiner Stücke der Erdfeste dort, wo sie horizontale Ebenen sind). Abweichungen von diesem „normalen" Verlaufe der Isothermalen sind aus folgenden Gründen zu erwarten:

Wie die Erfahrung bestätigt, müssen die Isothermalen unter Gebirgen Abbildungen der Oberflächenformen mit nach der Tiefe abklingenden vertikalen Dimensionen bilden.

Räumliche Schwankungen der Leitfähigkeit der Gesteine müssen sich in der Wärmeverteilung wiederspiegeln. Analog wirken die neben der Wärmeleitung wirkenden, noch genauer zu besprechenden Vorgänge der Konvektion.

Sind wärmeliefernde Vorgänge vorhanden, so wird auch ihre Variation einen wechselnden Verlauf der Isothermalen bedingen.

Dauernde Temperaturunterschiede an der Oberfläche können schliesslich bis in grosse Tiefen hinab die Temperaturverteilung beeinflussen. Erhebliche Abweichungen von ihrem sonstigen Verlauf können z. B. infolgedessen die Isothermalen in der Nähe der Meeresküste erleiden, wie dies Königsberger nachwiess.

Zeitliche Änderungen derartiger Störungsursachen müssen auch Änderungen der Temperaturverteilung nach sich ziehen, die wiederum tektonische Folgen haben können. (Ich erinnere an die von Richthofen und anderen vermutete Erwärmung von Schichtkomplexen, auf denen sich Sedimente ablagern).

Die weitgehendste praktische Prüfung dieser im wesentlichen rein theoretischen Erwägungen wäre sehr erwünscht, liegt aber vorläufig im weiten Felde. Eine ausserordentliche Vermehrung der Messungen des geothermischen Gefälles wäre zu ihrer Durchführung die erste Bedingung.

Es mag scheinen, dass Temperaturmessungen in Tiefbohrlöchern hier in erster Linie Abhilfe schaffen würden. Leider begegnen dieselben grossen praktischen Schwierigkeiten. Sie sind an sich sehr kostspielig und meistens nicht auszuführen, ohne dass die Fortführung der Bohrarbeiten erheblich verzögert, ja gefährdet wird. Theo-

Digitized by Google

retische Bedenken gesellen sich hinzu: der Kampf gegen die unkontrollierbaren Beobachtungsfehler, den Dunker in seinem klassischen Werke eröffnete, ist bis heute noch nicht zugunsten höherer Präzision der Ergebnisse entschieden, neuere Fortschritte sind nicht zu verzeichnen und die Aussichten auf einen schliesslichen Erfolg sind die denkbar ungünstigsten. Es wäre sehr zu wünschen, dass die Theorie der Temperaturbewegung in den Gesteinen eine Fortbildung erführe, welche eine einwandsfreie Benutzung der naturgemäss sehr einfachen und billigen Messungen der Gesteinstemperatur in neu aufgefahrenen Bergwerksstrecken und Tunnels, auch für die Berechnung des geothermischen Gefälles ermöglichte.

Ebenso wie die Werte des Wärmegefälles unterliegen auch diejenigen der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine sehr grossen Schwankungen. Die letzteren sind nicht nur von der petrographischen Eigenart des Materials abhängig. Sie ändern sich auch mit dessen physikalischem Zustande (der Temperatur, dem Wassergehalte). Da die Gesteine im allgemeinen keine isotropen Wärmeleiter sind, wird auch ihre tektonische Anordnung auf den Leitungseffekt wirken. Über die Einzelheiten auch dieser Schwankungen sind wir noch wenig unterrichtet.

In Einzelfällen mögen sich die Einflüsse der Variationen des Gefälles auf der einen Seite, der Leitfähigkeit auf der anderen Seite derart kompensieren, dass der Leitungsstrom ungeändert bleibt. Im allgemeinen ist die Annahme natürlicher, dass seine Intensität entsprechend diesen Variationen mehr oder minder grosse örtliche Schwankungen erleidet.

Zu der Wärmemenge, die den Erdball infolge der Leitungsphänomene verlässt, kommt nun noch eine mehr oder minder grosse, im allgemeinen kaum der Grössenordnung nach schätzbare Menge hinzu, die ihm durch Konvektionen, vor allem durch in der Tiefe zirkulierende Wässer entzogen wird. Sehr erhebliche Intensitäten erlangt dieser Konvektionsstrom bei den Thermen. Denn eine warme Quelle von auch nur mässig erhöhter Temperatur und mittlerer Schüttung entzieht dem Erdinnern eine Wärmemenge, die dem durchschnittlichen Leitungsstrom oft von vielen Quadratkilometern äquivalent ist. (Auf den grundsätzlichen Gegensatz des Energiehaushaltes juveniler und vadoser Quellen soll hier nicht näher eingegangen werden). Am radikalsten wird das Bild des Leitungsstromes offenbar bei den vulkanischen Vorgängen durchbrochen. Bei der relativen Seltenheit sowohl stark erwärmter Quellen, wie der vulkanischen Vorgänge werden wir ihren Einfluss auf den gesamten Wärmeumsatz

Digitized by Google

vernachlässigen dürfen, wenn wir dabei im Auge behalten, dass sie von lokaler Wichtigkeit werden können.

Das Bild des Leitungsstromes versagt ausserdem dann, wenn die räumlichen Verhältnisse der Temperaturverteilung in anderer Weise, etwa durch mechanische Vorgänge gestört werden (z. B. in Gebieten, die sich tektonisch umgestalten, oder in solchen, in denen starke Denundation oder Sedimentation stattfindet). Wie die Verhältnisse der Wärmeausgabe sich auf dem Boden der Ozeane gestalten, entzieht sich vollständig unserer Beurteilung. Dass sie von den kontinentalen Vorgängen sehr erheblich sich unterscheiden, ist aber durchaus wahrscheinlich. Denn aus vielfachen Gründen (ich nenne nur die Schwereanomalien) ist es wahrscheinlich, dass die physikalische Beschaffenheit des kontinentalen und ozeanischen Untergrundes stark voneinander abweicht.

Aus alledem ziehen wir den Schluss: „Die Gesamt-Intensität des geothermischen Wärmestromes ist grossen örtlichen Schwankungen unterworfen. Von einer gleichmässigen Wärmeabgabe über die ganze Erdoberfläche hin, wie das Fourier'sche Theorem sie voraussetzt, kann auch nicht einmal annäherungsweise die Rede sein. Den räumlichen Schwankungen des Wärmestromes müssen örtliche Variationen des ganzen Charakters des Wärme-Haushaltes entsprechen. Die Erforschung dieser Variation muss einer der Ausgangspunkte einer jeden allgemeinen Hypothese der Gebirgsbildung sein."

Noch vor wenigen Jahren durfte man es als eine gesicherte Tatsache ansehen, dass der bei weitem grösste Teil des geothermischen Wärmestromes einem rein thermischen Reservoir entströme, d. h. dass er allein auf die Tatsache zurückzuführen sei, dass die tiefer gelegenen Erdschichten wärmer seien, wie die oberflächlichen. Chemischen Energiequellen wurde mit Recht eine wesentliche Rolle nicht zugeschrieben. Sie mochten in einzelnen Fällen das Zeitmass der Vorgänge verändern, ohne den Gesamtcharakter erheblich zu beeinflussen. Durch die Energieabgabe mussten sich die Energievorräte mindern, d. h., so musste man schliessen, die Temperatur der die Wärme liefernden Gesteine musste proportional der ausgegebenen Energiemenge abnehmen. Dem Physiker schien so die Möglichkeit gegeben, die Abkühlungsgeschwindigkeit des Erdballes zu schätzen und daraus Schlüsse über sein Alter, insbesondere über sein Alter als Träger des Lebens, abzuleiten. Er traf dabei auf scharfen Widerspruch bei den Vertretern der historischen Zweige der naturwissenschaftlichen Erd-

Digitized by Google

kunde, bei den Geologen, da diesen das physikalisch berechnete Lebensalter der Erde viel zu kurz erscheinen musste.

Die letzten Jahre haben uns nun in den Erscheinungen der Radioaktivität mit Tatsachen bekannt gemacht, die uns nötigen, bei Betrachtungen über den Wärmehaushalt der Erde unbedingt neben der Wärmeausgabe auch die Wärmeeinnahme in Betracht zu ziehen. Ihre ganze Tragweite für das behandelte Gebiet lässt sich noch nicht übersehen; jedenfalls aber zeigt sich, dass die bisherigen Anschauungen vielleicht, ja wahrscheinlich der Revision bedürfen.

Allen Gesteinen wohnen radioaktive Eigenschaften inne. Ihre radioaktive Strahlung wird, sobald sie eine Gesteinsschicht von einigermassen erheblicher Dicke zu durchdringen hat, (sagen wir, um die Begriffe zu fixieren, von einem Meter Tiefe an), vollständig absorbiert, d. h. in Wärme umgesetzt. Alle bisherigen Untersuchungen haben nun übereinstimmend die merkwürdige Tatsache ergeben, dass die radioaktive Strahlung der Gesteine um ein Vielfaches stärker ist, wie wir unter der Annahme erwarten sollten, dass die gesamte Wärme des geothermischen Stromes radioaktiven Ursprungs sei und dass die Gesamtmasse der Erde ebenso stark aktiv sei, wie die oberflächlichen, der Beobachtung zugänglichen Teile derselben.

In erschöpfender und anregender Weise legen Elster und Geitel in einer unlängst erschienenen Abhandlung den heutigen Stand unserer Erfahrung über diesen Gegenstand dar. Sie finden, dass der durchschnittliche Radiumgehalt eines Kubikmeters der Erdfeste $^1/_{4000}$ Milligramm betragen müsse, um den Wärmeverlust, den die Erdkugel nach aussen durch Leitung erleidet, auszugleichen. Die tatsächlich in verschiedenen Gesteinen (vor allem durch Strutt) nachgewiesenen Radiummengen aber betragen $^1/_{550}$ bis $^1/_{40}$ Milligramm im Kubikmeter. Elster und Geitel selbst wiesen in Verwitterungsböden noch erheblich höhere Radiumkonzentrationen nach.

Es ergeben also die bisher ausgeführten Untersuchungen sehr erhebliche Unterschiede der Radioaktivität und der durch dieselbe bedingte Wärmelieferungsfähigkeit bei den einzelnen Gesteinen. Die Tatsache der geothermisch durchgängig zu hohen Durchschnittsaktivität der untersuchten Materialien beweist weiter, dass grosse systematische Schwankungen in der räumlichen Verteilung der Radioaktivität vorliegen müssen, dass vor allen Dingen die Gesamterde und insbesondere der Erdkern schwächer aktiv sein muss, wie die Oberflächenteile.

Digitized by Google

Königsberger hat darauf aufmerksam gemacht, dass sich bereits aus der Art des Verhaltens des geothermischen Gefälles in der Nähe der Erdoberfläche ergeben müsse, ob in diesen Schichten tatsächlich Wärmequellen, z. B. solche radioaktiver Art wirksam seien. Setzen wir zunächst einmal die Wärmeleitfähigkeit wieder als konstant voraus, so ist es klar, dass sich die Intensität des Wärmestromes und demgemäss auch das Wärmegefälle ändern muss, wenn wir einen Gesteinskomplex passieren, der selbst Wärmelieferant ist, d. h. dem Wärme aus eigenen Energievorräten zufliesst. Mit anderen Worten, dringen wir z. B. durch einen radioaktiven Gesteinskomplex, dessen Leitfähigkeit für Wärme konstant ist, in das Erdinnere vor, so muss die Intensität des Wärmestromes, also auch die Grösse des Wärmegefälles abnehmen. In der Tat scheint nun eine solche Abnahme des Wärmegefälles (Zunahme der geothermischen Tiefenstufe) in den meisten Fällen zu fehlen. Sehen wir genauer zu, so klärt sich dieser Widerspruch auf. Mit steigender Temperatur nimmt die Wärmeleitfähigkeit ab. Wenn also die Verteilung der Gesteinstemperatur in einem gewissen Raume nur durch Leitfähigkeit bedingt wäre, so müsste bei konstantem Wärmestrom das geothermische Gefälle zunehmen (die geothermischen Tiefenstufen abnehmen) und zwar in einem Masse, das der Beobachtung kaum hätte entgehen können. Diese Abnahme fehlt oder sie erreicht wenigstens in den allermeisten Fällen nicht den theoretisch zu erwartenden Grad. Wir dürfen deshalb zum mindesten sagen: Die bisherigen Temperaturbeobachtungen in Bohrlöchern und Schächten widersprechen der Anschauung nicht, dass die oberflächennahen Gesteine nicht nur Wärmeleiter, sondern auch Wärmelieferanten seien.

Ein von Osmond Fisher gegen die hier vorgetragene Anschauung von der geothermischen Bedeutung der radioaktiven Stoffe gemachter Einwand ist meiner Ansicht nach nicht stichhaltig.

Gesteine aus dem Simplon-Tunnel erwiesen sich nach einer Untersuchung Strutts als besonders stark radioaktiv. Trotzdem ist das geothermische Gefälle im Simplon keineswegs ungewöhnlich hoch. Daraus schliesst Fisher, dass den radioaktiven Stoffen eine wesentliche Rolle als Wärmelieferant nicht zugeschrieben werden könne. Demgegenüber ist zu bemerken:

1. Das Wärmegefälle an irgend einer Stelle ist nicht etwa der Dichte des Wärme liefernden Stoffes daselbst proportional, sondern es hängt in komplizierter Weise von der Gesamtmenge und der Verteilung der Wärmelieferanten im Erdballe und den Wärmeleitungs-

Digitized by Google

verhältnissen der Gesamterde ab. Eine an irgend einer Stelle beobachtete stärkere Konzentration radioaktiver Stoffe braucht also durchaus nicht von einem örtlichen höheren Wärmefälle begleitet zu sein. Es wird dies nur dann der Fall sein, wenn die Konzentrationssteigerung sich räumlich weit erstreckt.

2. Dass die von Strutt befundene starke Aktivität der Simplongesteine eine weite räumliche Verbreitung hat, ist aber nach den von mir gewonnenen Beobachtungsergebnissen über die Radioaktivität der Quellen des Simplontunnels durchaus unwahrscheinlich.

Nach allem Gesagten dürfte es sicher sein, dass wir bei Betrachtungen über die Änderungen der Temperatur des Erdinneren in geologischen Zeiträumen das Vorhandensein und die Wirksamkeit radioaktiver Stoffe nicht vernachlässigen dürfen und dass alle bisherigen Hypothesen über diesen Gegenstand einer Revision bedürftig sind, weil sie auf diese bisher unbekannte Tatsache keine Rücksicht nehmen konnten.

Neben der erhöhten Temperatur und den radioaktiven Eigenschaften der Gesteine kommt noch eine Anzahl von Wärmequellen für den geothermischen Wärmestrom in Betracht. Dieselben sind zwar mit ziemlicher Sicherheit für die gesamte Bilanz des Wärmehaushaltes als unwesentlich zu bezeichnen; da es aber, wie in der Einleitung betont wurde, auf örtliche Unterschiede des Volumganges und des diesen bedingenden Wärmeganges ankommt und da ferner die zu betrachtenden Tatsachen auf die feinere Ausgestaltung des Wärmeganges des Erdinnern und auf seine Veränderungen von Ort zu Ort in vielen Fällen von ausschlaggebender Wichtigkeit sein werden, so werden wir dieselben trotzdem nicht vernachlässigen dürfen.

Die gegen den Zusammenhang der Gesteine geleistete Arbeit muss als Wärme wieder erscheinen. Die ganze Art des Verlaufes der tektonischen Vorgänge, ihre ausserordentliche Langsamkeit, ihre Verteilung über sehr grosse Flächen hin lässt es im allgemeinen als unwahrscheinlich erscheinen, dass grosse Temperatursteigerungen erheblicher Volumina durch sie hervorgerufen werden können. Vor allem ist, wie das auch rechnungsmässig bereits seit längerer Zeit nachgewiesen ist, die Malletsche Anschauung unhaltbar, der zufolge die hohe Temperatur der vulkanischen Produkte aus derartigen mechanischen Quellen herrührt. Von grosser Wichtigkeit ist dagegen offenbar die Art und Weise, wie der gesamte Energiehaushalt eines Materiekomplexes mit dem Fallen der Temperatur abnimmt.

Digitized by Google

Die herrschende Form der Lehre von dem Wärmehaushalt des Erdballes geht von der Anschauung aus, dass die Wärmekapazität eines Materiekomplexes von der Temperatur unabhängig sei und dass sein Energiegehalt (abgesehen etwa von den Änderungen des Betrages an disponibler Gravitationsenergie) einfach seiner Temperatur proportional sei.

Diese Annahme, die im allgemeinen für kleine Temperaturintervalle bei der üblichen Temperaturskala zulässig ist, wird eklatant falsch, sobald wir grosse Intervalle in Betracht ziehen und besonders dann, wenn in dem zu betrachtenden Intervalle Zustandsänderungen stattfinden. Vor allen Dingen der Übergang aus dem flüssigen (amorphen) in den festen (kristallinischen) Zustand spielt nun offenbar im Erdinneren eine grosse Rolle.

Energetisch ist dieser Übergang dadurch gekennzeichnet, dass während seiner Dauer Energie-(Wärme-)ausgabe bei konstanter Temperatur statthat.

Der Energieumsatz bei dem Zustandswechsel flüssig-kristallinisch und seine Geschwindigkeit erfahren eine Steigerung, wenn die Erscheinungen der Unterkühlung Platz gegriffen hatten. Der retardive Charakter des Ganzen wird aber im allgemeinen gewahrt bleiben. Über diese und andere Eigenschaften des Erstarrungsvorganges und ihre Bedeutung für unser Probleme werde ich mich im nächsten Abschnitte weiter zu äussern haben.

Einen vollständig entgegengesetzten Charakter dürften die Vorgänge des Energieumsatzes bei vulkanischen Ascheneruptionen tragen: die Aufnahmefähigkeit des Magmas für Gase (Kohlendioxyd, Wasser etc.) sinkt mit abnehmender Temperatur und dem entsprechend steigt der Dampfdruck dieser Substanzen über demselben. Ist während der Abkühlung Gelegenheit zur Expansion und Arbeitsleistung gegeben, so wird durch diese eine weitere Abkühlung hervorgerufen. Wenn also der Vorgang einmal eingeleitet ist, so beschleunigt er sich selbst und gewinnt dadurch einen explosiven Charakter; ganz im Gegensatz zu der retardiven Art der Erstarrungs-Phänomene.

In ähnlicher Weise werden in vielen Fällen chemische Vorgänge in den festen Gesteinen oder im Gesteinsmagma in den Wärmehaushalt bestimmend eingreifen können. Wenn auch zuzugeben ist, dass dieselben entsprechend den älteren Anschauungen das Gesamtbild des Geschehens nur wenig beeinflussen können, so werden doch die Unterschiede des Wärmeganges von Ort zu Ort in erheblicher Weise durch sie beeinflusst werden, und es ist demnach die Möglichkeit,

Digitized by Google

dass sie für die feinere Ausgestaltung der tektonischen Phänomene von Wichtigkeit sein können, nicht von der Hand zu weisen.

Fassen wir die Ergebnisse dieses Absatzes noch einmal kurz zusammen:

„Der geothermische Wärmestrom wird nicht nur durch die erhöhte Temperatur des Erdinnern unterhalten. Eine ausschlaggebende Rolle spielen dabei auch andere Energiequellen, z. B. die radioaktive Energie der Gesteine. Da wir uns über das Ausmass der Ergiebigkeit dieser Quellen zurzeit nicht einmal ein genähertes Bild machen können, so muss es als ungewiss gelten, ob der gesamte Wärmegehalt der Erdfeste abnimmt, d. h., ob die Erde sich abkühlt und demgemäss im ganzen schrumpft. Für die Erklärung der tektonischen Erscheinung ist die Annahme, dass dies der Fall sei, nicht notwendig, da wir für diese zunächst nur die Existenz von Volumenschwankungen und sie bedingenden Wärmeschwankungen überhaupt zugeben müssen, während die räumliche Anordnung dieser Erscheinungen nicht notwendigerweise die aus der Annahme der Abkühlungshypothese sich ergebende sein muss.

Die feineren Züge im Bilde des Wärmeganges des Erdinneren werden neben Phänomenen der Wärmeleitung bedingt durch die Art der Verteilung der Wärmequellen, durch physikalische (Erstarrung, Verdampfung etc.) und chemische Vorgänge im Erdinneren. Es tritt also an Stelle der Variation des Temperaturvorganges nach einfachen, geometrischen Gesetzen, die die Schrumpfungshypothese annimmt (gleich warme Oberfläche, sich abkühlender Kern) eine unregelmässige räumliche Variation des Temperaturganges. Neben der Temperaturabnahme in allen Abstufungen der Geschwindigkeit wird Temperaturkonstanz und eventuell auch Temperaturzunahme in bunter Mannigfaltigkeit und in komplizierter räumlicher Anordnung vorhanden sein. Vor allem wird neben und vielleicht vor der Variation der Temperaturänderung in radialer Richtung die horizontale Variation derselben eine wichtige, ja ausschlaggebende Rolle spielen.“

Legen wir uns die Frage vor, ob und wie Versuche zur Erforschung dieser Variation mit Erfolg anzustellen sind, so ist darauf folgendes zu antworten:

„Eine nach einheitlichen Prinzipien geordnete kritische Zusammenstellung aller Beobachtungen des geothermischen Gefälles und eine möglichst ausgedehnte Vermehrung desselben hätte die empirische Grundlage zu bilden. Möglichst zahlreiche Messungen der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine und ihrer Wärmekapazität müssten die

Digitized by Google

theoretische Diskussion ermöglichen. Der letzteren scheinen mir z. B. der Bearbeitung wert und derselben zurzeit auch bereits zugängig zu sein:

„Die Zusammenhänge des Temperaturgefälles mit radioaktiven Wärmequellen, mit Konvektionsvorgängen (einschliesslich der vulkanischen Phänomene) mit den örtlichen Deformationen der Isothermalflächen unter Gebirgen, mit der zeitlichen Umgestaltung derselben, durch die Vorgänge der Sedimentation, der Gebirgsbildung, der Denudation."

Die gesuchten thermischen Konstanten der Gesteine (Leitfähigkeit und Kapazität) wären dabei nur für Temperaturen zu bestimmen, die den uns direkt zugängigen Regionen der Erdkruste eigen sind. Die weit komplizierteren Verhältnisse, die wie oben angedeutet, bei grossen Temperaturintervallen vorliegen, brauchen bei den hier vorgeschlagenen, einleitenden Untersuchungen nicht berücksichtigt zu werden. Ihre grosse Wichtigkeit für das gesamte Problem zeitigt aber den Wunsch, dass auch sie den messenden Experimenten bald zugängig werden.

Die Messungen der Leitfähigkeit sollten soweit als möglich an anstehendem Gestein ausgeführt werden. Beim Neubau eines jeden grossen Tunnels, in neu aufgefahrenen Bergwerksstrecken, in denen die Gesteine durch starke Ventilation sich rasch abkühlen, liegen für derartige Beobachtungen theoretisch günstige Bedingungen vor. Auch Beobachtungsreihen des meteorologischen Temperaturganges der Gesteinsschichten nahe der Erdoberfläche können unter Umständen für unsere Zwecke brauchbare Werte liefern.

II.

Wenn ich mich bei der Besprechung des zweiten Punktes unserer Betrachtung, der Änderung des Volumens der einzelnen Teile des Erdballes und der Variation dieses Volumenganges in Raum und Zeit wesentlich kürzer fasse, so hat das darin seinen Grund, dass die Verhältnisse hier noch viel komplizierter liegen wie bei der Temperatur und deshalb Endgültiges so gut wie gar nicht vorzubringen ist.

Zunächst folgt bereits aus den Ergebnissen des ersten Abschnittes, dass wir an Stelle der einfachen konzentrischen Anordnung bestimmter Volumenänderungen eine unregelmässige Mannigfaltigkeit zu erwarten haben.

Diese Mannigfaltigkeit wird gesteigert durch die Tatsache, dass das Verhältnis der Volumenänderung zur Temperaturänderung durchaus

Digitized by Google

keine Konstante ist. Zunächst einmal ist das Volumen durch die Temperatur allein noch nicht bestimmt: Als weitere unabhängige Variable tritt in die Beziehung zwischen beide stets der Druck ein.

Aus seismischen Beobachtungen können wir unter gewissen plausiblen Annahmen folgern, dass die Kompressidilität der intratellurischen Masse nur eine sehr geringe sei. Wir werden deshalb die Variation des Volumens mit dem Druck in vielen Fällen vernachlässigen dürfen. Andererseits aber ist der Druck für den ganzen Verlauf der Beziehungen Temperatur-Volumen unter allen Umständen von so ausschlaggebender Wichtigkeit, dass eine generelle Vernachlässigung dieses Einflusses unbedingt unzulässig ist.

Die Volumen-Temperaturkurve zeigt sehr erhebliche Abweichung von einem einfachen Verlauf bei denjenigen Temperaturpunkten, bei denen ein Übergang der Materie aus einem Zustand in einen anderen statthat (z. B. beim Schmelzpunkt). Es ist das Verdienst Stübels vom geologischen, Tammanns vom chemisch-physikalischen Standpunkt aus auf die geologische Wichtigkeit dieser Tatsache hingewiesen zu haben.

Die meisten Körper ziehen sich bekanntlich beim Übergang von dem flüssigen in den festen Aggregatzustand zusammen. Die Grösse dieser Volumenminderung ist nun aber abhängig vom Druck und zwar zumeist in dem Sinne, dass sie mit steigendem Druck abnimmt. Für einige (organische) Verbindungen hat Tammann nachgewiesen, dass diese Abnahme bis zum Nullwerte und über denselben hinaus statthat, so dass, wenn der Druck eine gewisse Grenze übersteigt, das Erstarren unter Volumenvermehrung erfolgt. Auf die Tatsache, dass ein derartiges Erstarren unter Ausdehnung bei einigen Stoffen, z. B. beim Wasser, bereits unter geringen Drucken statthat, baut Stübel bekanntlich seine Theorie des Vulkanismus auf, indem er annimmt, dass sich die in Betracht kommenden Silikate unter den gegebenen Umständen ähnlich verhalten.

Mir erscheint eine etwas modifizierte und erweiterte Gestalt der Stübelschen Anschauungen der Prüfung wert:

Das Erstarren bedeutet, wie oben dargelegt wurde, eine Wärmeausgabe bei konstanter Temperatur und unter einer Volumenänderung, die je nach den Druckverhältnissen in einer Abnahme oder Zunahme von wechselndem Ausmass bestehen kann. Es kann unter Umständen ein erstarrender Magmakomplex einen aktiven Charakter gewinnen (sich im Verhältnis zu seiner Umgebung ausdehnen) und dadurch Lakkolithbildungen oder plutonische Vorgänge im Sinne der alten

Digitized by Google

tektonischen Ideen veranlassen, auch wenn sein absolutes Volumen sich gleichbleibt oder abnimmt, wenn nur die Kontraktion der benachbarten Schichten grösser ist, wie die seine.

Ob allerdings die dargelegten Verhältnisse ihrer quantitativen Gestaltung nach imstande sein werden, erhebliche tektonische Wirkungen zu üben, ist eine andere Frage. In der Mehrzahl der Fälle dürfte dieselbe zu verneinen sein. Mit Ausnahme der Verdampfungs- und Kondensationsvorgänge nehmen die Übergänge aus einer Phase in eine andere in dem gesamten Felde der Beziehungen Druck-Temperatur-Volum, selbst wenn Unterkühlung oder Überhitzung eingreifen, jeweilig nur kleine Gebiete ein. Es wird auch der diesen Vorgängen zukommende Anteil am Energie-Umsatz und an der tektonischen Arbeitsleistung nur verhältnismässig gering sein. Wenn also auch an der Wichtigkeit dieser Zustandsgebiete für Einzelheiten des tektonischen Werdens festzuhalten ist, so werden sie doch die Gesamtheit desselben keinesfalls in dem Masse beherrschen, wie dies in weiterer Ausbildung der Tamann'schen Ideen neuerdings Sieberg anzunehmen scheint.

Dagegen weisen uns unsere Erwägungen über die Tamann-Stübel'sche Theorie auf eine Eigenart der tektonischen Vorgänge hin, die von durchgehender und grundlegender Wichtigkeit ist:

„Es kommt bei der Art des Charakters des tektonischen Wirkungsbildes der Volumenänderungen in erster Linie nicht auf deren absolutes Ausmass an. Bestimmend wirken hier nur die räumlichen und zeitlichen Variationen des Volumenganges, so dass es in vielen Fällen nicht einmal möglich sein wird, in einwandsfreier Weise das Nullniveau der Volumenänderung festzustellen, d. h. zu sagen, welche Teile des deformierten Gebildes ihr absolutes Volumen während der Deformation geändert haben und bei welchen dies nicht der Fall war."

Dass auch geologische Gründe für mannigfaltige räumliche Schwankungen des Volumenganges z. B. auch für solche in horizontaler Richtung sprechen, darauf hat in einer jüngst veröffentlichten Abhandlung Waagen hingewiesen.

Eine exakte experimentelle Bearbeitung des Zusammenhanges zwischen dem Volumen auf der einen, dem Drucke und der Temperatur auf der anderen Seite erscheint mit Rücksicht auf die extremen Werte, welche die beiden zuletzt genannten Grössen in allen geologisch wichtigen Fällen haben, in einer für die Lösung der uns interessierenden Frage

Digitized by Google

förderlichen Art und Weise zurzeit untunlich. Für den zeitlichen Verlauf und die räumliche Verteilung der Volumenänderungen, dürften am ersten geologische Betrachtungen nach Art der von Waagen in dem erwänten Aufsatze angestellten Anhaltspunkte liefern. Es scheint mir aber notwendig, dabei zu betonen, dass vorläufig auch unsere geologischen Kenntnisse in kaum irgend einem Fall ausreichen, um zwingende Schlüsse zu ziehen.

III.

Die tektonische Arbeit setzt sich zusammen aus einem äusseren gegen die Erdschwere und einem inneren gegen den Zusammenhang der Gesteine geleisteten Anteile. Eine Berechnung des Betrages der äusseren tektonischen Arbeit würde durchgeführt werden können, wenn die Lage der einzelnen Teile des deformierten Komplexes zu den Niveauflächen vor und nach der Deformation und ihre Dichte bekannt wären. Um Schätzungen zu ermöglichen, werden wir zu vereinfachenden Annahmen greifen müssen. Wir würden etwa zunächst nur die Deformation derjenigen Fläche, welche Luft und Wasser vom Gestein trennt, der Oberfläche der Erdfeste berücksichtigen, indem wir die Annahme machten, dass die unterhalb derselben liegenden deformierten Massen konstante Dichte hätten. Sobald wir etwas mehr ins Detail gingen, würde sich diese Annahme als unzulässig erweisen. Die Ergebnisse der Schweremessungen haben gezeigt, dass die Berücksichtigung der sichtbaren Berge und Täler nicht genügt, um eine befriedigende Erklärung des beobachteten Ganges der Schwerewerte zu erzielen, dass vielmehr zu diesem Behufe auch die Existenz tiefer liegender Störungen angenommen werden muss.

Um etwaige spätere zahlenmässige Betrachtungen über die „Schwereanomalien“ und über den Einfluss, den ihre Existenz auf den Betrag der äusseren tektonischen Arbeit übt, anzubahnen, schlage ich vor, von der üblichen, vielfach missverstandenen Fiktion der „Massenüberschüsse“ und „Massendefekte“ abzusehen und an ihre Stelle die folgende zu setzen:

Die beobachteten Schwereanomalien werden verursacht durch entsprechende Störungen in dem Verlaufe der Flächen gleicher Dichte (der Isosteren), die dem nach der Tiefe hin zunehmenden spezifischen Gewicht der Massen entsprechend im Erdinneren sich vorfinden.

Wir werden also sagen: In ungestörten Gegenden fallen Niveauflächen und Isosteren zusammen, unter Gebieten zu geringer Schwere

Digitized by Google

sinken die Flächen gleicher Dichte hinab, unter Gebieten zu grosser Schwere steigen sie empor.

Im einzelnen sei beispielsweise das Folgende ausgeführt:

1. Auf den Ozeanen herrscht zu grosse, auf den Festländern zu geringe Schwere, zwischen beide Gebiete schmiegen sich, dem Verlaufe der Küsten genähert, Linien ohne Schwereanomalie. Das heisst:

„Aus ihrer normalen Lage, die sie in den Küstengegenden inne haben, sinken die Isosteren unter den Kontinenten hinab, unter den Ozeanen steigen sie empor. Die grossen Störungen der Isosteren verlaufen im entgegengesetzten Sinne, wie die grossen kontinentalen Deformationen der Erdfeste."

2. In den Gebirgen vom Stauungstypus (z. B. in den Alpen und im Himalaja) sind die aufragenden Massen in mehr oder minder hohem Grade durch „Unterirdische Massendefekte" kompensiert: „Auch hier sind die tieferliegenden Isosteren in entgegengesetztem Sinne deformiert, wie die Oberfläche. Wie die Gipfel der Alpen in die leichtere Luft hineinragen, so dringen ihre Wurzeln in die schwerere Tiefe. Das sichtbare Gebirge schwimmt sozusagen vermöge seines unsichtbaren Spiegelbildes auf dem Erdinneren."

3. Ganz anders verhalten sich vielfach die durch Brüche gegliederten Schollenländer. Ich greife als Beispiel heraus die zahlreichen durch die wissenschaftlichen Mitarbeiter des kgl. Preuss. geodätischen Institutes, vor allem durch Haasemann in den Nordwestdeutschen Hügelländern ausgeführten Messungen. Fast allgemein finden wir hier über den tektonischen Gräben geringe, über den Horsten hohe Schwerewerte. Das heisst:

„Im Gegensatze zu den Deformationen von kontinental-ozeanischem Charakter und zu jenen vom Stauungstypus verlaufen im subherzynischen Hügellande tektonische und isosterische Störungen gleichsinnig." Ganz ähnliche Verhältnisse finden wir beim Rheintalgraben und seinen Randgebirgen wieder. Derartige Schwerestörungen müssen wir erklären können durch die Annahme, dass tiefere Schichten von der tektonischen Bewegung in gleichem Sinne ergriffen worden sind, wie die oberflächlich sichtbaren.

Auf die Einzelheiten, die sich bei Berechnung des Schwereanteiles der tektonischen Arbeit für den einen oder anderen dieser Typen ergeben, soll zurzeit nicht eingegangen werden. Es mag nur hervorgehoben werden, dass in Gebieten, in denen die Krümmung der tektonischen Flächen und die der Isosteren einander entgegengesetzt ist, der Schwereanteil der tektonischen Arbeit geringer ist,

Digitized by Google

wie er ohne diese Kompensation sein würde, während bei den Schwerestörungen von der zuletzt geschilderten Eigenart die tektonische Arbeit grösser ist wie ohne das Vorhandensein derselben.

Wollen wir den Schwereanteil der tektonischen Arbeit zutreffend schätzen, so müssen wir die Bewegungen beziehen auf Niveauflächen, die wir gemeinhin als ruhende annehmen. In sehr zahlreichen Fällen wird eine solche Bezugnahme unmöglich sein. Es wird sich z. B. mit Bestimmtheit nicht sagen lassen, ob bei der Ausbildung des Rheintales das Grabengebiet gesunken ist, oder ob die Horste zur Seite desselben gehoben worden, oder ob und in welchem Ausmass beide Gebiete gegen die Niveauflächen sich verschoben haben.

Die Verhältnisse werden theoretisch noch weiter kompliziert durch die mögliche Deformation der Niveauflächen selbst, die allerdings kaum jemals erhebliche Beträge erreichen dürfte. Es wird in den meisten Fällen bei der Schätzung des Ausmasses einer tektonischen Verrückung, oft sogar bei der blossen Feststellung des vertikalen Sinnes einer solchen ohne Willkür nicht abgehen. Der alte Streit z. B. darüber, ob säkulare Hebungen in grossem Umfang und von erheblichem Ausmass möglich seien, wird aus dem einfachen Grunde kaum in dem einen oder anderen Sinne sich entscheiden lassen, weil eine einwandsfreie Definition des Begriffes der Hebung und Senkung unmöglich ist.

Störungen der Isosteren in dem einen oder anderen Sinne müssen ausser auf den Gang der Schwere auch auf andere geophysikalische Phänomene wirken. Einen interessanten Versuch, Beziehungen dieser Art darzulegen, bildet die Arbeit von R. D. Oldham über den Verlauf teleseismischer Wellen unter kontinentalen Gebieten auf der einen Seite und den Ozeanen auf der anderen Seite. Vor allem aber sind hier zu erwähnen die zahlreichen Untersuchungen italienischer und französischer Forscher über das örtliche Zusammentreffen starker, örtlicher Gänge der Schwerkraft und grosser seismischer Aktivität.

Äussere Einwirkungen, voran die Abtragung und Ablagerung durch meteorologische Faktoren, sind stetig bestrebt, die Abweichungen zwischen der Oberfläche der Erdfeste und der derselben entsprechenden Niveaufläche auszugleichen. Es erhebt sich die Frage, ob sich ähnliche Einflüsse auch bei den Deformationen der tieferliegenden Isosteren nachweisen lassen.

In einem ausserordentlich wichtigen Falle lässt sich diese Frage, wie mir scheint, bereits heute mit voller Bestimmtheit bejahen.

Die zahlreichen Schweremessungen, die das Gebiet des Deutschen Reiches überziehen, beweisen, dass in den abgetragenen und er-

Digitized by Google

loschenen karbonischen Alpen, die den Untergrund eines so erheblichen Teiles Deutschlands bilden, die diesen äquivalenten „Massendefekte" fehlen. Ebenso wie die oberirdischen sind also auch die unterirdischen Deformationen der Isosteren verschwunden. Die oben erwähnten Störungen von subherzynischem Typus haben mit der Struktur des alten Gebirges wie es scheint nichts zu tun.

Es ist die Anschauung ausgesprochen worden, dass dieses Aufsteigen der durch Abtragung erleichterten und ein äquivalentes Absinken der durch Ablagerung beschwerten Oberflächenteile die alleinige, oder doch wenigstens die wichtigste Ursache der tektonischen Phänomene seien. Die Existenz und die weite Verbreitung der Störungen, bei denen tektonische und isosterische Störungen gleichsinnig verlaufen, scheint mir nicht zu dieser extremen Annahme zu passen, und ob die Gestaltung der Isosteren unter den ostasiatischen Zerrungsbögen und deren tektonische Geometrie sich ihr fügt, ist eine offene Frage. Auch hier ist die Gefahr einer Überschätzung vielfach nicht erkannt und deshalb nicht vermieden worden. Beschränken wir uns auf die Hypothese, dass die isostatisch ausgeglichenen Stauungs-Gebirge auf diese Weise sich bilden, so werden wir zu dem Schlusse genötigt, dass die grundlegende Störung der Isosteren vor allem tektonischen Geschehen, wie wir dasselbe heute beobachten, sich ausgebildet haben müsse und dass diese Art der gebirgsbildenden Vorgänge mit dem Erlöschen der Gebirgswurzeln ihren endgültigen Abschluss erreiche. Einzeluntersuchungen darüber, inwieweit das tatsächlich der Fall sei, scheinen mir möglich und nicht aussichtslos zu sein.

Um über das Wesen der äusseren tektonischen Arbeit Aufschluss zu gewinnen erscheint überhaupt zunächst das Studium von Einzelfragen geboten. In den Beziehungen, die uns heute bereits zwischen den Schwereanomalien auf der einen Seite, und tektonischen und seismischen Tatsachen auf der anderen Seite bekannt sind, haben wir wertvolle Anhaltspunkte, wo und wie erfolgreich weiter zu arbeiten ist.

Bedenklich dagegen müssen nach dem Vorhergesagten alle subtileren Erwägungen quantitativer Art über diesen Gegenstand so lange bleiben als uns eindeutige und zwingende Annahmen über das Schicksal der tieferen Isosteren unmöglich sind.

Immerhin werden sich gewisse Grundzüge geben lassen. Da eine Besprechung derselben in zweckmässiger Weise zur Erörterung der inneren Arbeit überleitet, sei über sie das folgende ausgeführt:

Der äussere Anteil der tektonischen Arbeit wird zu einem absoluten Minimum, wenn während des ganzen tektonischen Vorganges

Digitized by Google

volle Isostasie herrscht; d. h., wenn während desselben die Isosteren Niveauflächen geblieben sind. Ziehen wir den Wortlaut des im Anfang ausgesprochenen Satzes von „Minimum der tektonischen Arbeit" in Betracht, so dürfen wir schliessen: Alle Abweichungen von der Isostasie sind bedingt durch das Vorhandensein von Variationen der Gesteinskohäsion, die in den von den tektonischen Vorgängen betroffenen Teilen des Erdkörpers auftreten. In einem Körper ohne Festigkeit, in einer vollkommenen Flüssigkeit, wie sie die theoretische Physik definiert, sind also Deformationen vom Charakter der tektonischen Phänomene unmöglich. Die Grösse der Abweichungen von der Isostasie muss uns deshalb unter gewissen Voraussetzungen einen Massstab liefern für die Grösse der Gesteinsfestigkeit und für die Intensität ihrer Variationen.

Der äussere Anteil der tektonischen Arbeit wächst im allgemeinen auf je kleinere Bruchteile der Erdfeste die tektonischen Vorgänge sich beschränken (bezüglich je grösser ihre Variation in den einzelnen Isosterenflächen ist) und je mehr deshalb die Deformation der Isosteren in der vertikalen Richtung wächst. Andererseits wird im allgemeinen gegen die Kohäsion desto mehr Arbeit geleistet werden, je extensiver die tektonischen Vorgänge sind, d. h. ein je grösserer Oberflächenanteil resp. Volumteil der Erdfeste der tektonischen Umgestaltung unterliegt. Tatsächlich sind die Gebirgsbildungsphänomene jeweilig auf verhältnismässig kleine Bruchteile der Erdoberfläche beschränkt. Daraus würde man schliessen müssen, dass ausschlaggebend in erster Reihe die mechanischen Eigenschaften der umgestalteten Gesteine sind, dass aber die isostatischen Phänomene an Wichtigkeit hinter diesen zurückstehen, falls nicht andere Umstände mit in Rechnung gezogen werden müssen. Es ist nun ein grosses Verdienst Ampferers, neuerdings darauf hingewiesen zu haben, dass tatsächlich die Unterschiede in der Gesteinsfestigkeit durchaus unzureichend sind, die grossen Züge der Ausbildung der Gebirgssysteme zu erklären, während sie allerdings für die Einzelheiten des Bildes von allergrösster Wichtigkeit bleiben. Ein Ausweg aus diesem Dilemma erscheint mir sehr wohl möglich, wenn wir die Erörterungen der vorhergehenden Abschnitte uns ins Gedächtnis zurückrufen. Es drängt sich von neuem gebieterisch die Anschauung auf, dass neben, ja vielfach vor den Variationen des Volumenganges in radialer Richtung, auf die uns die Fouriersche Anschauungsweise führt, solche in horizontaler Richtung bei allen Erscheinungen der Gebirgsbildung eine ausschlaggebende Rolle spielen.

Digitized by Google

Der Versuch, eine einwandsfreie Grundlage für eine exakte theoretische Diskussion der inneren tektonischen Arbeiten zu liefern, dürfte ein vergebliches Unterfangen sein. Denn einerseits besitzen wir nicht die notwendigen Kenntnisse über die Gestaltsenergie der Stoffe unter intratellurischen Bedingungen (einigen Wandel wird, so lässt sich hoffen, in diesem Punkte die moderne Seismik hervorrufen). Andererseits aber liegen offenbar gerade in den tektonisch wichtigsten oberflächennahen Schichten des Erdballes die Verhältnisse so ausserordentlich kompliziert, dass jeder Versuch einer zweckentsprechenden Vereinfachung von vornherein hoffnungs- und zwecklos erscheint. Ich kann daher hier nur einige mir wichtig erscheinende Punkte zur Erörterung herausgreifen.

Eine jede tatsächlich eintretende Deformation lässt sich darstellen: entweder

1. als reine Volumenänderung: Die Gestalt des deformierten Massenkomplexes ist nach der eingetretenen Deformation derjenigen, die er vor derselben hatte, ähnlich, während das Volumen grösser oder kleiner geworden ist, oder

2. als reine Gestaltsänderung: Das Volumen des deformierten Massenkomplexes hat sich nicht verändert, wohl aber seine Gestalt. Oder schliesslich:

3. Als Kombination der unter 1. und 2. genannten Vorgänge:

Das Volumen eines Massenkomplexes ist eine Funktion der absoluten Temperatur und des hydrostatischen Druckes. Der Einfluss der Temperatur ist oben besprochen worden. Über die Abhängigkeit vom Druck ist zu sagen, dass bei steigendem Druck das Volumen abnimmt. Dabei ist aber zu bemerken, dass nach den Erfahrungen, die uns die moderne Erdbebenkunde geliefert hat, die Zusammendrückbarkeit der Materie des Erdballes im allgemeinen einen sehr kleinen Wert hat, d. h., dass die Veränderung des Volumens mit sich änderndem Druck bei tektonischen Vorgängen nur eine sehr geringe Rolle spielen wird. Nur sehr grosse auf sehr grosse Volumina gleichsinnig wirkende Druckänderungen könnten merkliche Volumenschwankungen hervorbringen.

Ein Ausnahmefall wurde bereits erwähnt und es soll auf denselben hier erneut hingewiesen werden. Gashaltiges Magma scheint unter Umständen sehr stark auf Druckänderungen zu reagieren. Auch dürfte, wie erwähnt, unter Umständen der Einfluss des Druckes auf die Volumenänderungen beim Erstarren von Wichtigkeit sein.

Die reinen Volumenänderungen tragen (solange sie nicht von chemischen Vorgängen begleitet sind), in ihrer Abhängigkeit vom

Digitized by Google

Druck einen rein elastischen Charakter, d. h. bei gleicher Temperatur und Gleichgewichtszustand wird einem bestimmten Druck jedesmal nur ein bestimmtes Volumen entsprechen, unabhängig von der Vorgeschichte des von wechselndem Druck beanspruchten Raumteiles. Aus allem ergibt sich, dass die reine Veränderung des Volumens mit wechselndem Druck, wie bereits oben gesagt, von verhältnismässig geringer tektonischer Bedeutung sein wird, ganz im Gegensatz zu der grundlegenden Bedeutung der Beziehung zwischen Volumen und Temperatur. Die tektonischen Vorgänge bestehen aus gleichzeitiger Volumen- und Gestaltsänderung der betroffenen Massenteilchen, wobei wir aus dem eben genannten Grunde von der Volumenänderung absehen. Wie bereits dargelegt, sind Gestalts-Änderungen von der Art, wie sie bei tektonischen Vorgängen eintreten, nur möglich an solchen Körpern, die ihrer Gestaltsänderung einen gewissen Widerstand entgegensetzen; im Gegensatz zu den idealen Flüssigkeiten der theoretischen Physik, bei denen eine Gestaltsänderung ohne Aufwendung von Arbeit möglich ist, pflegt man derartige Körper als feste zu bezeichnen. Die Diskussion darüber, ob das Innere der Erde fest oder flüssig sei, hat wegen der Bedeutung, die den eben genannten Unterschieden zwischen diesen beiden Aggregatzuständen inne zu wohnen schien, in der Geophysik und der Geologie von jeher eine grosse Rolle gespielt. Es ist nun einmal ziemlich sicher, dass weder die Definition einer idealen Flüssigkeit noch diejenige eines idealen festen Körpers auf den Zustand des Erdinnern passt.

Ferner wissen wir vorläufig von der tatsächlichen Beschaffenheit des Erdinnern sehr wenig. Die Diskussion darüber, „ob fest, flüssig oder gasförmig", dürfte aus diesen Gründen als unzweckmässig zu bezeichnen sein.

Ein hydrostatischer, von allen Seiten in gleicher Stärke senkrecht auf die Oberfläche eines Körpers wirkender Druck kann eine Gestaltsänderung nicht herbeiführen (solange der Körper isotrop ist). Diese Einwirkungsart kommt also bei tektonischen Vorgängen nur in zweiter Linie in Betracht (was bei theoretischen Diskussionen häufig übersehen worden ist). Soll eine Deformation eintreten, so müssen Druckunterschiede, „Druckspannungen", vorhanden sein. Auf ein bestimmtes System von Druckspannungen reagiert ein Körper von der vorliegenden Art mit einer bestimmten Gestaltsänderung.

Ein Teil dieser Deformationen trägt elastischen Charakter, d. h., wenn die Spannung nach verhältnismässig kurzer Dauer rückgängig gemacht wird, so nimmt der Körper nahezu seine ursprüngliche Gestalt wieder an. Dass auch die tieferen Schichten der Erde sich so ver-

Digitized by Google

halten, davon legen Zeugnis ab die durch die Erdbeben verursachten elastischen Wellenbewegungen. Es trägt aber stets nur ein Teil der eingetretenen Formenveränderung einen rein elastischen Charakter. Die Tatsache der Absorption der Erdbebenwellen im Erdinnern beweist z. B., dass auch dort dissipative Deformation nicht ohne Bedeutung ist. Wächst die Dauer der Beanspruchung, wie bei geologischen Vorgängen dies im allgemeinen der Fall sein wird, in erheblichem Masse, so nehmen auch die dauernden Gestaltsänderungen einen immer grösseren Umfang an. Beanspruchungen des Erdkörpers durch periodische Kräfte von verschiedener Periodendauer (Mondflut, Chandler'sche Periode der Polhöhenschwankung) müssten uns ein Ausmass für die Zähigkeit der ganzen Erdfeste liefern können. Es ist aber wohl zu beachten, dass die elastischen Spannungskräfte selbst bei sehr lange andauernder Beanspruchung nicht immer vollkommen verschwinden. Das weitverbreitete Phänomen der Bergschläge gibt Zeugnis davon. Es wäre von Interesse, der Beantwortung der Frage näher zu treten, ob und wie die Intensität der Bergschläge von dem Alter der sie bedingenden Gesteinsdeformation abhängig ist und ob sich so ein Mass auch für die „Zähigkeit" kleinerer Teile der Erdfeste finden lässt. Jedenfalls darf bei einer vollständigen Darstellung der inneren tektonischen Arbeit der gegen die elastischen Kräfte geleistete Anteil nicht vernachlässigt werden.

Die Erscheinungen der Deformation gewinnen einen vollständig anderen Charakter, wenn die Spannungen einen gewissen Maximalwert übersteigen; wenn, wie wir zu sagen pflegen, die Festigkeitsgrenze des betreffenden Materials überschritten wird. Ist in diesem Falle die geringste Druckkomponente gleich Null, d. h. findet die Beanspruchung im freien Raume statt, so sinkt auch die weitere Deformationsarbeit auf Null herab, der Körper bricht und wird zertrümmert. Die alltägliche geologische Erfahrung lehrt, dass Bruchdeformation in den Gesteinsschichten ein ganz gewöhnlicher Vorgang ist. Sie wird aber hier einen wesentlich anderen Charakter tragen wie bei Vornahme eines technischen Festigkeitsversuches. Die oben erwähnte sekundäre Einwirkung des hydrostatischen Druckes tritt hier in Erscheinung. In den Tiefen der Erde wird in den meisten Fällen der kleinste Normaldruck noch einen sehr erheblichen positiven Wert haben. Die Folge davon ist die Existenz von starker Reibung an den Bruchflächen und weiterhin die Tatsache, dass der tektonische Vorgang auch bei Bruchdeformation einem erheblichen inneren Arbeitsaufwand entspricht. Die Deformation durch Bruch wird auch bei geologischen Vorgängen

Digitized by Google

den diskontinuierlichen Charakter beibehalten, der ihr z. B. beim technischen Experiment innewohnt. Das katastrophale Auftreten grosser Erdbeben ist der beste Beweis dafür.

Wir müssen stets über sehr lange Zeiten integrieren, wenn wir geologische Vorgänge überschauen wollen. Der diskontinuierliche Charakter eines jeden häufiger eintretenden Ereignisses, also auch derjenigen des Bruchphänomens muss aber mehr und mehr verschwinden, je grösser wir unser Zeitmass wählen. Es folgt daraus, dass wir bei allgemeinen geologischen Betrachtungen annehmen dürfen, dass sowohl kleinen wie grossen Spannungsbeanspruchungen gegenüber die Gesteine sich im allgemeinen wie plastische Körper verhalten, d. h., dass die Formenänderungsarbeit bei tektonischen Vorgängen stets einen ähnlichen Charakter trägt und sich in ähnlicher Weise beschreiben lässt wie bei zähflüssigen oder plastischen Körpern (Pech, Asphalt und Ahnliches). Dasjenige, was neben der Intensität und dem Umfang der eingetretenen Deformation die numerische Grösse der aufgewendeten Formänderungsarbeit bedingt, ist die innere Reibung der umgeformten Gesteinsgebiete. Reibungslose Umformung kann stattfinden, wenn chemische Prozesse (Lösung und Rekristallisation) eingreifen. Die innere tektonische Arbeit wird unter diesen Umständen zu sehr geringen Werten hinabsinken. Wir dürfen deshalb folgern, dass Gebiete, in denen piezokristallinische und ähnliche Vorgänge möglich sind, sich tektonisch weich verhalten werden im Gegensatze zu den starreren chemisch inerten Komplexen. Die geologische Erfahrung dürfte diesen Schluss bestätigen. Regionen starker geometrischer und intensiver kristallinischer Umbildung fallen vielfach zusammen. Die Verhältnisse liegen also bei den tektonischen Problemen wesentlich anders, wie bei den meisten der technischen Festigkeitslehre. Bei den letzteren bleiben Beanspruchung und Formänderung des Materiales im allgemeinen innerhalb der Elastizitätsgrenze. Die gegen die elastischen Kräfte geleistete Arbeit steht im Vordergrunde des Interesses. Nicht umkehrbare Prozesse sind nur von untergeordneter Wichtigkeit.

Im Gegensatze dazu stehen die Vorgänge bei formändernden Prozessen: (beim Schmieden, Pressen, Stanzen). In formaler Hinsicht werden uns die technischen Wissenschaften, soweit sie dieses Gebiet behandeln, wertvolle Fingerzeige geben können. Ich erwähne in diesem Sinne die Arbeiten von Tresca, Kick und Retjö.

Eine Diskussion der inneren Reibung unter Benutzung der von diesen Forschern gegebenen Grundlagen wird den wesentlichsten Inhalt theoretischer Untersuchungen über den gegen die Kohäsion ge-

Digitized by Google

leisteten Anteil der tektonischen Arbeit zu bilden haben. Werfen wir zum Schlusse die Frage auf, auf welchem Wege wir unsere Kenntnis über das Wesen der inneren tektonischen Arbeit durch Beobachtungen werden erweitern können, so scheinen mir die folgenden Gesichtspunkte beachtenswert. Wie uns die Beobachtung der seismischen Erscheinungen über die mechanischen Verhältnisse der Gesamterde und zwar zunächst der, geologisch gesprochen, tief liegenden Teile derselben Anhaltspunkte liefern, so werden sie uns entsprechende Aufschlüsse auch über die tektonisch wichtigeren der Oberfläche benachbarten Teile derselben geben. Vor allem wird hier das instrumentelle Studium von schwachen Nahbeben, von künstlichen Störungen und Bodenbewegungen meteorologischen Ursprungs einzugreifen haben. Bradyseismische Beobachtungen (einschliesslich solcher, die sich geodätischer Methoden bedienen) werden uns auch Aufschlüsse über das geometrische Bewegungsbild und das Geschwindigkeitsmass des tektonischen Geschehens in der Gegenwart liefern.

Ein ungeheures Beobachtungsmaterial über das mechanische Verhalten der Gesteine bei tektonischer Beanspruchung ist in den Arbeiten der kartierenden Geologen und in den praktischen Erfahrungen des Bergbaues zusammengetragen. Eine methodische Bearbeitung dieses Materiales bietet zurzeit wohl die meiste Aussicht zur Erweiterung und Vertiefung unserer Kenntnisse über das Wesen der inneren tektonischen Arbeit.

Inwieweit Laboratoriumsexperimente die Bedingungen des Druckes und der Temperatur, welche im Erdinnern herrschen werden, nachahmen können, bleibt abzuwarten. Auch wenn dies in weitgehendem Masse gelingen sollte, werden wir bei ihrer theoretischen Verwertung in sehr zahlreichen Fällen deshalb auf Bedenken stossen, weil die Zeit, die wir ihnen widmen können, geologisch gesprochen unter allen Umständen nur sehr kurz sein kann.

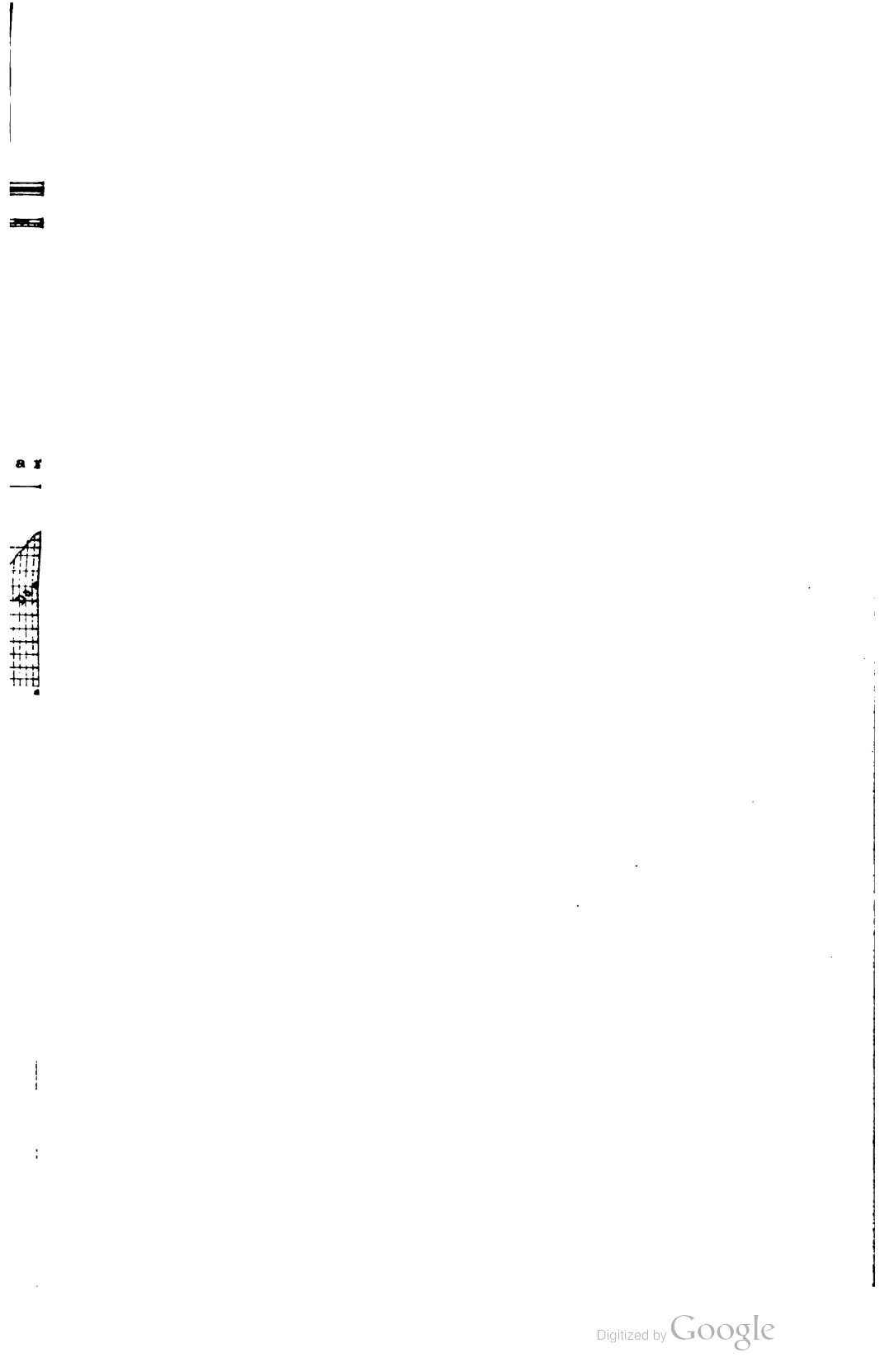
Wir sind am Ende unserer Betrachtungen angekommen.

An Stelle der konzentrisch abgestuften Abkühlung und Schrumpfung der Erdfeste fanden wir eine mannigfaltige Variation der Temperatur- und Volumänderungen. Nach dem Prinzipe des kleinsten Zwanges ordnen sich die Effekte der letzteren zu dem Gesamtbilde des tektonischen Geschehens.

Zu einer schier überreichen Fülle von Beobachtungen und theoretischen Untersuchungen regte uns das Bestreben an, einen ersten Überblick zu gewinnen über die Beziehungen, die sich bei dieser Betrachtungsweise zwischen den Einzelfaktoren der tektonischen Erscheinungen ergeben.

Digitized by Google

Digitized by Google


Digitized by Google

Digitized by Google

XI.

Grundlinien einer Theorie der Eiszeiten.

Von

J. F. Hoffmann, Berlin.

I. Vulkanismus und Klima.

1. Obgleich Verfasser schon längere Zeit mit dem Gedanken umging, seine Ansicht über die wahrscheinlichen Ursachen der irdischen Vereisungen niederzuschreiben, hat doch erst der letzte ausserordentlich kalte und nasse norddeutsche Sommer die Ausführung dieser Absicht zustande gebracht. Es drängte sich nämlich wiederholt die Vermutung auf, dass die grosse vulkanische Tätigkeit und die häufigen Erdbeben der letzten Zeit zu einem wesentlichen Teile die bedeutenden Niederschläge des Winters und Sommers 1906/07 veranlasst und damit die gesamten klimatischen Verhältnisse beeinflusst haben könnten. Ergibt sich eine derartige Vermutung als berechtigt, dann ist die Übertragung der angestellten Überlegungen auf die Verhältnisse der Vorzeit und insbesondere auf die Eiszeiten naheliegend.

Man hat gefunden, dass die Witterung in massgebender Weise abhängt von dem Verlaufe der Maxima und Minima des Luftdruckes, aber man weiss noch nicht wie die Luftdruckschwankungen entstehen, wenn man auch geneigt ist, sie im wesentlichen als verwickelte Wirkungen der Anziehung von Sonne und Mond zu betrachten, welche durch die verschieden starken Auftriebe der Luft über den verschieden temperierten Meeresströmungen unterstützt werden. Zu einem Teile können sie auch verursacht sein von vulkanischen Ausbrüchen und Erdbeben, oder auch von den Kräften, welche die letzteren zu verursachen bestrebt sind. Ausbrüche und Erdbeben veranlassen mächtige Erschütterungen sowohl auf die grossen Luft-

Digitized by Google

und Wassermengen in der Erdrinde, als auch auf die Atmosphäre. Die unterirdische und die oberirdische Atmosphäre, beide werden beeinflusst durch die Erschütterungswellen, die in abnehmender Stärke durch und um die Erde laufen, indem sie zugleich Superpositionen bilden. Innerhalb enger Grenzen werden die Wirkungen auch gewisse Richtungen bevorzugen, welche durch den Bau der Erdrinde bedingt sind.

Die Witterung hängt aber nicht allein vom Wechsel des Luftdruckes ab, sondern sie wird auch beeinflusst von den Auswurfstoffen der Vulkane, und auf diesen Gegenstand werden wir unsere Ausführungen beschränken. Von den Stoffen, welche die Vulkane in reichlichem Masse ausstossen, vermögen beträchtliche Mengen in der Atmosphäre längere Zeit zu verweilen, nämlich Wasser, Gase, insbesondere Kohlensäure und auch feste Bestandteile, sofern letztere in genügend feiner Verteilung vorhanden sind. Bei den Erdbeben fehlt der vulkanische Staub; dennoch dürften die Kohlensäure- und Wassermengen, welche zunächst im Erschütterungsgebiet, dann in weiterer Entfernung aus dem Erdbodeu herausgedrückt werden, zuweilen gross genug sein, um die Witterung ganzer Länder beträchtlich zu beeinflussen. Ein solcher Zusammenhang besteht unserer Vermutung nach zwischen dem letzten Erdbeben in Kalabrien und den Überschwemmungen in der Po-Ebene.

Unsere nächste Aufgabe besteht darin, die zum grössten Teile bereits bekannten Gründe im Zusammenhange zu besprechen, warum die Witterung auch von den vulkanischen Ausbrüchen abhängig sein muss.

2. Die Temperatur der Erdoberfläche ist bekanntlich zu einem sehr wesentlichen Teile eine Funktion des Zustandes der irdischen Atmosphäre. Die leuchtenden Sonnenstrahlen durchdringen die Luft, werden vom Boden nach Umwandlung in dunkle Strahlen zurückgeworfen und suchen als solche in den Weltenraum zu entweichen. Die Fähigkeit der Gase, also auch der Luftbestandteile, Wärme hindurchzulassen, ist für helle und dunkle Strahlen verschieden gross. Während jedoch der Unterschied bei den Bestandteilen Sauerstoff und Stickstoff für die vorliegende Frage von geringer Bedeutung ist, liefern die anderen Gase und auch der Wasserdampf ganz erhebliche Unterschiede. Hierin liegt ihre Wichtigkeit als klimatischer Faktor[1]).

[1]) Bei dieser Gelegenheit wollen wir für die Wärmeabsorption einiger Gase Zahlen angeben, auf welche später verwiesen werden kann:

Wird die Absorptionsfähigkeit der Luft bei gewöhnlichem atmosphärischen Druck gleich 1 gesetzt, so ist nach Tyndall für Kohlensäure die Absorptions-

Digitized by Google

Das wichtigste Gas ist die Kohlensäure, welche bei vulkanischen Ausbrüchen und durch die Tätigkeit der Lebewesen in grossen Mengen auftritt. Die durch den erstgenannten Umstand entstehenden grossen Anhäufungen dieses Gases in der Atmosphäre verteilen sich in der ersten Zeit rasch, dann immer langsamer und es bleiben unsichtbare und unregelmässige Wolken in allmählich zunehmender Verdünnung längere Zeit bestehen. Diese Wolken befinden sich im Laufe der Zeit über wechselnden Teilen der Erdoberfläche. Gelangen nun bei klarem Wetter leuchtende Sonnenstrahlen durch diese Kohlensäurewolken auf die Erde, dann werden sie in dunkle Strahlen umgewandelt. In diesem Zustande wird ihre Durchtrittsfähigkeit vermindert, so dass unter der Kohlensäurewolke an der Erdoberfläche eine Wärmeanstauung erfolgt, welche je nach den Gleichgewichtsverhältnissen der atmosphärischen Luft längere oder kürzere Zeit andauert. Eine Vermehrung der Kohlensäure erhöht also die Temperatur an der Erdoberfläche. Dieser Bestandteil der vulkanischen Ausbrüche kann daher nicht die unmittelbare Veranlassung der kühlen Temperatur dieses Sommers gewesen sein.

3. Der vulkanische Staub kann um so länger in der Atmosphäre verweilen, je feiner seine einzelnen Teilchen sind. Ihr Vorhandensein ist gekennzeichnet durch die bei heiterem Wetter auftretenden Dämmerungserscheinungen, auf welche man besonders seit den Ausbrüchen des Krakatau aufmerksam geworden ist. Die Verteilung des Staubes ist naturgemäss kurz nach den Ausbrüchen sehr ungleichmässig; es sind Wolken, welche sich ebenso wie die Kohlensäurewolken im Laufe der Zeit weiter ausbreiten und dauernd an Stoff-

---

fähigkeit = 90, für Schwefelwasserstoff = 390, für Methan = 403 und für Ammoniak = 1195.

In grösserer Verdünnung ist aber die Absorptionsfähigkeit dieser Gase verhältnismässig noch viel bedeutender als die der Luft. Setzt man die letztere bei $^1/_{30}$ des atmosphärischen Druckes = 1, dann ergibt Ammoniak bei demselben Druck eine 5460fache Absorptionsfähigkeit, welche bei weiterer Verdünnung verhältnismässig noch weiter erhöht wird. Die anderen Gase erfahren bei wachsender Verdünnung eine ähnliche relative Zunahme der erwähnten Eigenschaft.

Die ausserordentlich grosse Absorptionsfähigkeit des Ammoniaks in Verbindung mit seinem geringen spezifischen Gewicht gestattet die Frage aufzuwerfen, ob nicht die grosse Inversion in den oberen Luftschichten von diesem Gase herrühren könnte.

Ferner möchten wir in bezug auf das Ammoniak gleich hier bemerken, dass die Atmosphäre der Vorzeit von diesem Gase ebenso wie von der Kohlensäure sehr wahrscheinlich viel grössere Mengen enthalten hat als heute.

Digitized by Google

menge verlieren. Die klimatische Wirkung des Staubes besteht darin, dass er entsprechend seiner Menge einen Teil der Sonnenstrahlen verhindert, auf die Erde zu gelangen. Die Staubwolke wirkt also kühlend auf die Erdtemperatur. Der Umstand, dass auch an wolkenlosen Tagen des Sommers 1907 die Temperatur niedriger gewesen ist, als unter gleichen Umständen in anderen Sommern, lässt die Frage berechtigt erscheinen, ob nicht ein solcher Zustand in der Atmosphäre vorgelegen hat.

Die Durchschnittstemperatur wäre aber allein durch den Staub erheblich weniger beeinflusst worden, wenn dieser nicht durch den mächtigsten der irdischen Klimafaktoren, nämlich durch den Wasserdampf unterstützt worden wäre. Die einzelnen Staubteilchen bilden Kondensationskerne für den Wasserdampf, befördern also die normale Wolkenbildung, was eine weitere Schwächung der Sonnenwirkung verursacht. Die vulkanischen Ausbrüche müssen also in den Gegenden, über welchen die Staubwolken sich befinden, regenbefördernd wirken. Es ist möglich, dass solche Verhältnisse in der Atmosphäre die Regenperiode des letzten Sommers zum Teil veranlasst haben.

4. Die Wirkung des Wasserdampfes in der atmosphärischen Luft ist zweifacher und zwar entgegengesetzter Art: als klarer Wasserdampf wirkt er wie die Kohlensäure wärmeanstauend; in kondensierter Form, als Wolken, welche dem Auge sichtbar sind, wirkt er für die Erdoberfläche kühlend.

Befindet sich über einem feuchten Landstriche ein reiner Himmel, der also frei von vulkanischen Staubwolken ist und sehen wir von der Ionenbildung ab, so kann die Luft verhältnismässig viel Wasserdampf aufnehmen, ohne dass er sich kondensiert. Durch die Umwandlung der leuchtenden Sonnenstrahlen in dunkle und für den Wasserdampf weniger durchtrittsfähige Strahlen finden an der Erdoberfläche Wärmeanstauungen statt, welche die Wasseraufnahmefähigkeit der Luft und dadurch wiederum die Wärmeanstauung fördern, also eine Temperaturerhöhung veranlassen, bis dieser Vorgang durch Veränderung des Gleichgewichtszustandes in der Atmosphäre aufgehoben wird.

Die warmen wasserhaltigen Luftschichten erlangen einen Auftrieb, wodurch die Wasserdämpfe eine adiabatische Ausdehnung erfahren, also entsprechend abgekühlt werden. Der Auftrieb erzeugt in den tiefer liegenden Schichten eine Luftverdünnung, wodurch die im Erdboden befindliche Luft mit ihren reichlichen Wasserdämpfen zum

Digitized by Google

Aufwärtssteigen veranlasst wird. Diese Vorgänge[1]) befördern die Übersättigung der Luft mit Wasserdämpfen und führen zu ihrer Kondensation, zur Bildung sichtbarer Wolken. Die Sonnenstrahlen werden jetzt abgehalten und es tritt eine kühlere Temperatur auf als beim vorher bestehenden klaren Wetter.

Wie schon erwähnt, wird die Kondensation erheblich befördert, wenn die Luft Staubteilchen enthält. Die Gegenwart derselben wirkt also der Anstauung von Wärme unter klarem Wasserdampf entgegen; es wird um so mehr kühle und regnerische Tage geben, je mehr Staub in der Luft ist. Berücksichtigt man noch den im vorigen § besprochenen Umstand, dass der Staub schon allein auch ohne Wasserdampf die Sonnenstrahlung vermindert, so liegt in der Tat die Möglichkeit vor, dass seine Gegenwart zu der kühlen und nassen Witterung des Sommers 1907 beigetragen hat.

5. Hieran wollen wir noch einige Bemerkungen schliessen: Der Staub ist schwerer als die Kohlensäure, wird also schneller der Erde zuwandern, so dass zu bestimmten Zeiten die Staubschicht sich unter der Kohlensäureschicht befindet. Werden die Staubteilchen mit Hilfe des Wassers, dem sie als Kondensationskerne dienen, im Laufe der Zeit aus der Atmosphäre entfernt, dann verbleibt noch die Kohlensäure in grösseren Mengen in der Luft und diese wird in der oben geschilderten Weise Wärmeanstauungen veranlassen. Hieraus folgt, dass nach einer längeren Regenperiode als Folge von vulkanischen Ausbrüchen schwüle Tage folgen müssten, bis auch der Kohlensäuregehalt der Luft auf seinen Durchschnittsstand zurückgegangen ist[2]).

Ferner hat man zu beachten, dass mit dem vulkanischen Staub auch fein verteilte Wassertröpfchen in die oberen Schichten der Atmosphäre gelangen, welche hier sofort gefrieren. Auch die zerstäubten Bestandteile der Lava enthalten Wasser, welches bei der Druckentlastung abgegeben wird und in den grösseren Höhen sofort zu Eis erstarrt. Man wird also neben der Kohlensäure und den festen Staubbestandteilchen mit Eis oder Schneestaub zu rechnen haben, welcher dazu beiträgt, die Sonnenstrahlung auf die Erde zu vermindern.

---

[1]) Zu welchen vielleicht noch die osmotische Druckwirkung hinzutritt, die zwischen der kalten Luft in der Erdrinde und der warmen oberirdischen Luft besteht.

[2]) Diese Bemerkung wurde bereits im August niedergeschrieben. Die schöne Witterung des Oktobers steht mit den Entwickelungen des Textes bemerkenswert gut im Einklange.

Digitized by Google

Bei dem Herabsinken auf die Erde schmelzen die Schnee- und Eisteilchen, viele derselben vereinigen sich, bilden Tropfen und reissen den festen Staub mit herab. Obgleich die vulkanischen Ausbrüche ungeheure Wassermengen mit sich führen, sind doch die Mengen welche in die höheren Luftschichten gelangen, viel zu gering, als dass sie die Masse der atmosphärischen Niederschläge bemerkbar beeinflussen können; sie helfen aber doch in der angegebenen Weise die abkühlende Wirkung des vulkanischen Staubes verstärken.

II. Die Eiszeit-Hypothesen.

6. Die vorstehenden Betrachtungen lenken den Blick unwillkürlich auf jene Epochen der Vorzeit, in welchen grosse Teile der Erde vergletschert waren. In der Tat sind ja auch die Bestandteile Kohlensäure, Staub und Wasserdampf herangezogen worden, um die diluviale Eiszeit zu erklären. Diese Hypothesen, welche für die Entstehung der Eiszeit nicht kosmische, sondern nur irdische Ursachen annehmen, sollen hier kurz besprochen werden.

Arrhenius nimmt an, dass zu jener Zeit der Kohlensäuregehalt der Luft geringer gewesen sei als heute. Die oben geschilderte Glashauswirkung der Kohlensäure muss hiernach geringer gewesen sein, wodurch eine Abkühlung der Erdoberfläche veranlasst wurde.

Im Gegensatz hierzu nehmen die Gebrüder Sarrasin an, dass zu jenen Zeiten die irdische Atmosphäre viel Staub enthalten habe, welcher eine Verminderung der Sonnenstrahlung und damit die Vereisung veranlasste.

Marchi erblickt die Ursache der Eiszeit in der Vermehrung der Wasserdämpfe in Form von Wolken und Nebeln. Die Wasseranhäufung in der Atmosphäre wiederum sollte ihren Ursprung einer anderen Verteilung von Wasser und Land zu verdanken haben.

Um einen Anschluss zu finden an die Betrachtungen der vorhergehenden Paragraphen wollen wir uns vergegenwärtigen, dass in der Epoche, welche der diluvialen Eiszeit vorausging, sich auf der Erde eine grosse vulkanische Tätigkeit entfaltet hat.

In dieser Zeit wurden von den neu entstandenen Vulkanen grosse Staubmassen in die Luft geschleudert, welche eine Verringerung der Sonnenstrahlung verursachten und so im Einklange mit der Anschauung der Gebrüder Sarrasin die Temperatur auf der Erde abkühlten.

Digitized by Google

Es sind aber auch grosse Mengen kleiner Wasserteilchen in der Atmosphäre schwebend verblieben, welche die Staubwirkung verstärkten. Die Staubteilchen bildeten Kondensationskerne, veranlassten dauernd Wolkenbildung, Regen, und damit Abkühlung gemäss der Hypothese von Marchi. Während der letztere aber die Anreicherung der Luft mit Wasserdämpfen auf eine besondere Verteilung von Land und Wasser zurückführt, glauben wir diesem Umstande nur eine untergeordnete Bedeutung beilegen zu müssen. Das Auftreten der Eiszeit ist, wie wir später sehen werden, nicht auf die Verteilung von Land und Wasser zurückzuführen, sondern auf die Kräfte, welche auch die Land- und Wasserverschiebungen verursachten.

Als letzter Bestandteil würde nach der Entfernung des Staubes und der Wasserdämpfe die Kohlensäure übrig geblieben sein, welche zunächst grosse Hitze und bei ihrer Absorption durch die Lebewesen und Gewässer eine allmähliche Abkühlung der Erdoberfläche hervorrufen musste, was der Hypothese von Arrhenius entspräche. Die vorstehenden Betrachtungen müssten folgende klimatischen Veränderungen zur Voraussetzung haben. Nach den grossen Ausbrüchen am Ende der warmen Tertiärzeit musste eine kalte und regnerische Zeit folgen, hierauf ein warmes und trockenes Klima, welches dann infolge der Verringerung des Kohlensäuregehaltes in der Luft von der Eiszeit abgelöst wurde.

Soweit wir die Verhältnisse jener Zeit beurteilen können, ist der Verlauf im Tertiär so gewesen, dass nach dem normalen schwülen Klima des früheren Tertiärs ein Steppenklima eintrat. Hierauf folgten lange Regenperioden, auf welche die zahlreichen weit verbreiteten und mächtigen Absätze fliessender Gewässer hindeuten, und dann erst brach die Eiszeit herein.

Ein derartiger Verlauf würde mit Arrhenius' Anschauung nicht recht zu vereinbaren sein.

7. Eine weitere Hypothese, welche mit den hier zu behandelnden Fragen im Zusammenhange steht, ist auf der letzten Naturforscherversammlung in Dresden von Professor Föhr vorgetragen worden. Hiernach soll das Wachstum der Pflanzen in der Karbonzeit und im Tertiär der Atmosphäre so grosse Wärmemengen entzogen haben, dass ein dauernder Regen und darauf folgend eine Vereisung stattgefunden hat. In der Tat braucht ja ein Kilogramm der trockenen Pflanzensubstanz zu seiner Bildung je nach der Zusammensetzung etwa 4500 Wärmeeinheiten. Die gesamte für das Wachstum der Steinkohlenpflanzen erforderlich gewesenen Wärmemengen waren demnach

Digitized by Google

von ungeheurer Grösse. Wenn diese Wärme im wesentlichen und verhältnismässig rasch der Atmosphäre entzogen worden wäre, dann hätte man das Auftreten der Vereisung als eine sehr natürliche Folge ansehen müssen. Die erwähnte Hypothese steht aber allem Anscheine nach nicht im Einklange mit den geologischen und paläontologischen Tatsachen. Temperaturerhöhung, wenn sie bei genügender Wassergegenwart stattfindet, befördert bis zu einer gewissen Grenze das Wachstum der Pflanzen; die Abkühlung der Atmosphäre dagegen hätte ein immer geringeres und kümmerlicheres Wachstum veranlassen müssen. Es scheint, als ob das Gegenteil stattgefunden hat; die Entwickelung der Pflanzen während der Karbon- und Tertiärzeit, welche das Material für die spätere Kohlenbildung lieferten, wurde im Laufe der Zeit immer üppiger; neben einem fabelhaften Wachstum machte sich eine erstaunliche Ausbreitung südländischer Pflanzen bis in die höchsten Breiten bemerkbar. Nachdem ein grosser Teil dieser Pflanzen entstanden war, herrschte immer noch ein warmes und feuchtes Klima, dann folgte ein warmes und trockenes Klima, hierauf traten Regenperioden auf und dann erst ist die Eiszeit langsam hereingebrochen. Dieser Verlauf, wenn er richtig wiedergegeben ist, widerspricht der Hypothese von Föhr. Immerhin halten wir eine gewisse Einwirkung in dieser Richtung für wahrscheinlich; durch weitere Untersuchungen muss entschieden werden, in welchem Grade die Wärmeabsorption durch die Tier- und Pflanzenwelt mitbestimmend für die klimatischen Verhältnisse gewesen ist.

III. Vorbereitungen für eine Theorie der Eiszeiten.

1. Über die Folgen einer möglichen Erwärmung des Erdinnern.

8. Die Eiszeiten sind in erster Linie als das Ergebnis der Erdabkühlung zu betrachten, indem die Temperatur an der Erdoberfläche, wenn keine Verwickelungen eingetreten wären, durch ein einziges grosses Minimum hätte gehen müssen. Solche Verwickelungen haben in der Tat bestanden, und zwar wurden sie veranlasst durch die Bildung von schlecht leitenden Sedimenten und durch das massenhafte Auftreten der Lebewesen. Demzufolge wurden die normalen Abkühlungsvorgänge beeinflusst und der Zerfall des einen grossen Tiefstandes der Temperatur in mehrere kleine veranlasst.

Bei den folgenden Auseinandersetzungen müssen auch sehr frühe Zeiten der Vorwelt behandelt und wichtige geologische Ereignisse be-

Digitized by Google

sprochen werden, welche den Eiszeiten weit vorausgingen. Denn die Vereisungen sind keine für sich alleinbestehenden Vorgänge, sondern sie befinden sich im engsten Zusammenhange mit anderen grossen Ereignissen der Erdgeschichte, ohne deren Berücksichtigung ein Begreifen der Eiszeiten nicht möglich ist.

Es scheint uns vorteilhaft zu sein, wenn wir zunächst nicht die Vorgänge bei der allgemeinen Abkühlung der Erde ins Auge fassen, sondern den umgekehrten Weg einschlagen.

Der Umstand, dass dieser Fall nicht möglich ist, hat auf die Zulässigkeit der Schlussfolgerungen keinen Einfluss.

Wir nehmen also an, dass im Erdinnern eine Wärmequelle auftreten könnte, welche die Wärmeentwickelung in dem Masse steigert, als sie tatsächlich bisher abgenommen hat[1]). Die Geoisothermen d. h. die Flächen einer bestimmten Temperatur werden dann weiter an die Oberfläche dringen, und die Wärmeabgabe an die Atmosphäre wird sich vergrössern. Was wird unter dieser Voraussetzung an der Erdoberfläche geschehen? Welchen Einfluss wird diese Wärmevermehrung auf die Atmosphäre haben?

Gegenwärtig ist die aus dem Erdinnern entweichende Wärme-

---

[1]) Sollte man es für erforderlich halten, dass wenigstens ein Anhalt geliefert wird, wie man sich die Erwärmung etwa vorzustellen habe, so geben wir das folgende Bild: Wir denken uns um den Eisenkern, welcher nach den Untersuchungen von E. Wiechert und anderen den grössten Teil des Erdinnern zu bilden scheint, ein Netz von Drähten gelegt, dessen Isolierung gegen jede beliebige Temperatur widerstandsfähig sei. Senden wir durch dieses Netz einen elektrischen Strom, dann wird Wärme entwickelt und diese Wärme wird nicht nur die Temperatur des Eisenkernes erhöhen, die uns gleichgültig ist, sondern sie wird auch das auf dem Metall lagernde Magma und fortschreitend die feste Erdkruste erwärmen. Wir wollen uns nun vorstellen, dass der durch das Netz gehende Strom von einer Stärke gewählt werden könnte, welche erforderlich wäre, die Wärme genau in dem gleichen Masse zu vermehren, als bisher tatsächlich eine Abkühlung stattgefunden hat.

Bei dieser Gelegenheit sei die Bemerkung gestattet, dass die früher auch von uns geäusserte Ansicht von einem möglichen gasförmigen Zustande des Erdinnern so lange berechtigt war, als man noch eine erhebliche Volumenverringerung seiner Bestandteile durch erhöhten Druck annehmen konnte. Denn die eine Bedingung für den Gas- bezw. Dampfzustand ist vorhanden, indem jede Druckentlastung, wie bei einem Kessel, dessen Inhalt weit über die kritische Temperatur erhitzt ist, sofort von einer entsprechend grossen Ausdehnung begleitet wird. Da nun die neuere Erdbebenforschung mit genügender Sicherheit festgestellt hat, dass die Zusammendrückbarkeit der Stoffe im Erdinnern auf alle Fälle nur unwesentlich sein kann, so muss die Vorstellung von einem Gaszustande der tiefer liegenden Teile aufgegeben werden.

Digitized by Google

menge so gering, dass sie in einem Jahre nur eine Eisschicht von einem Millimeter Dicke zu schmelzen vermag. Sie hat also auf die Tätigkeit der Lebewesen nicht den mindesten Einfluss; sie verschwindet gänzlich gegenüber der Sonnenwirkung. Die Erwärmung des Erdinnern würde naturgemäss die Wärmeabgabe nach aussen vermehren, aber selbst bei einer tausendfachen Zunahme der Wärmeabgabe gegenüber der heutigen könnte immer nur eine Eisdecke von einem Meter in einem ganzen Jahre geschmolzen werden. Selbst diese Wärmemenge ist gegenüber der Sonnenstrahlung recht gering. Man hat nämlich gefunden, dass in unseren Breiten die von der Sonne auf die Erde gelangende Wärmesumme pro Quadratzentimeter täglich etwa 160 Kal.[1]) beträgt; in einem Jahre könnte damit eine Eisschicht von 7,2 Metern zum Schmelzen gebracht werden. Hieraus ergibt sich anscheinend, dass auch eine tausendfach vermehrte Wärmeabgabe der Erde ohne wesentliche Wirkung auf die Vegetation und die Tierwelt sein würde. Die weiteren Erörterungen werden aber erkennen lassen, dass tatsächlich ganz gewaltige Veränderungen auftreten müssen, die ihren Grund in dem Vordringen der Geoisothermen und seinen Folgen haben.

Durch die vermehrte Wärmeabgabe der Erde wird nämlich die Atmosphäre in ihrer Zusammensetzung geändert, indem sie nicht nur mehr Luft und Kohlensäure aus dem Erdboden empfängt, sondern sich vor allen Dingen mit Wasser anreichert, weil die grossen in der Erde befindlichen Wassermengen mehr an die Erdoberfläche getrieben werden. Es wird also ein Steigen des Grundwasserspiegels veranlasst, wodurch die Erdoberfläche in einen feuchteren Zustand gelangt. Auch die Meere empfangen eine grössere Wärmemenge aus dem Erdinnern. Die Folge davon wird eine Erhöhung der Dampfspannung auf der ganzen Erde und die Folge hiervon wiederum eine grössere Wasseransammlung in der Atmosphäre sein. Die Nebeldunst- und Wolkenbildung, welche im allgemeinen um so stärker auftritt, je höhere Breiten wir betrachten, indem die Dämpfe von den Orten höherer Spannung zu jenen niederer Spannung wandern, wird weiter nach dem Äquator übergreifen und schliesslich dauernd die ganze Erde einhüllen. Der Abschluss der Sonnenstrahlen veranlasst aber eine kühlere Temperatur auf der Erde. Wir kommen also zu der dem ersten Anscheine nach widersinnigen Schlussfolgerung, dass die vermehrte Wärmeabgabe aus dem Erdinnern und das Vordringen der

[1]) Man vergleiche Arrhenius, Kosmische Physik, S. 507.

Digitized by Google

Geoisothermen nicht etwa eine Temperaturzunahme an der Erdoberfläche veranlasst, sondern im Gegenteil eine Temperaturerniedrigung [1]).

Mag auch die aus der Erdrinde und den Gewässern stammende Vermehrung der Kohlensäure in der Luft zunächst einen Wärmeschutz bilden und den Abkühlungsprozess etwas aufhalten, ihre Wirkung wird doch infolge des Bestrebens der Wasserdämpfe sich zu verdichten nur vorübergehend sein.

Die Annahme von der zunehmenden Wolkenbildung beim Vordringen der Geoisothermen scheint uns eine Stütze zu haben in den Verhältnissen auf dem Mars. Dort sind nämlich selten Wolken sichtbar und nur an den Polen. Es ist wahrscheinlich, dass die Erde einem gleichen Zustande entgegengeht und dass sie beim Abkühlungsgrade des Mars gleichfalls keine Wolken mehr erzeugen wird.

Auch der Umstand, dass die Wassermengen in der Atmosphäre mit der Höhe auffallend rasch abnehmen und immer das Bestreben haben in der Erdrinde zu kondensieren, dürfte für die Richtigkeit der Annahme sprechen.

9. Die Temperatur im Erdinnern steigt unserer Voraussetzung gemäss weiter. Die Geoisothermen rücken vor, die Luft reichert sich mit Wasserdämpfen immer mehr an, die Wärmewirkung der Sonnenstrahlen wird mehr und mehr abgehalten, bis schliesslich ein Minimum erreicht ist. Die vermehrte Wärmezufuhr und das weitere Vordringen der Geoisothermen wird von jetzt ab mit der Vermehrung der Wasserdämpfe zugleich eine Temperaturerhöhung verursachen. Zwar entzieht die Verdunstung des Wassers dem Boden und den untersten Luftschichten eine grosse Wärmemenge, sie verschwindet aber gegenüber der dauernden Wärmeabgabe aus dem Erdinnern. Nur wenn lange Regenzeiten hereinbrechen, ist die Fortführung durch die verdunsteten Wassermengen sehr beträchtlich, weil diese in höheren Teilen der Atmosphäre kondensiert werden und dort die Wärme abgeben. Das kondensierte Wasser gelangt als Regen zur Erde, verdunstet wieder und führt in der gleichen Weise jedesmal grosse Wärmemengen fort.

Auf die Einzelheiten, z. B. darauf, ob die Regenperioden die

---

[1]) Fritz Frech kommt in seiner interessanten Abhandlung: „Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit“ (Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, 1902, Seite 611) zu dem gleichen Schluss, dass eine vermehrte Wärmeabgabe aus dem Erdinnern die Temperatur an der Erdoberfläche erniedrigen würde. Die Studie ist uns leider erst bekannt geworden, als die vorliegende Abhandlung bereits abgeschlossen war, sonst hätten wir wohl manches in anderer Weise behandelt.

Digitized by Google

Intensität des oben erwähnten Minimums verstärken, die Zeitdauer desselben aber verringern würden, können wir nicht eingehen.

Die Temperatur im Erdinnern steigt weiter. Die Geoisothermen rücken gleichfalls weiter vor, die Luft wird wasserreicher. Allmählich verschwindet das zerstreute Tageslicht und tiefe Nacht liegt auf der Erde, welche sich zeitweise aufhellt.

Diese Schwankungen von geringer Tageshelle und Finsternis müssen wir hervorheben, weil ein solcher Zustand das Auftreten der Cyklopenaugen, ferner das Erblinden und die Lebensweise von Tiergattungen begreifen lässt, welche in helleren Zeiten mit ihren Augen sehen konnten[1]).

10. Wir sind nun bis zu einem Zustande der Erde gelangt, den wir nicht weiter zu verfolgen brauchen. Es ist nur zu erwägen, welches wohl die Temperaturen gewesen sein könnten, die in dieser Finsternis und bei der notwendig sehr geringen Dicke der Erdkruste herrschten. Wir sind nicht in der Lage, hierüber eine zufriedenstellende Berechnung durchzuführen; es soll aber wie oben angenommen werden, dass die Wärmeabgabe der Erde in dem äussersten Zustande, den wir hier betrachten, tausendmal grösser ist als gegenwärtig. Unter diesen Verhältnissen kann im Laufe eines Jahres eine Eisschicht von einem Meter Dicke geschmolzen werden, während die Sonnenstrahlung von heute in den mittleren Breiten gemäss einer früheren Bemerkung den siebenfachen Wert hat. Nun sind aber für den betrachteten Zustand drei Bedingungen allgemeiner Art zu berücksichtigen, welche die Temperatur an der Erdoberfläche beeinflussen müssen. Erstens werden die Wasserdämpfe gemäss den Ausführungen des § 4 die Erdwärme zurückhalten, wodurch die Temperatur der Oberfläche steigt. Zweitens wird sich bei der Bestrahlung des irdischen Dunstballes durch die Sonne ein Gleichgewicht herstellen, indem eine grosse Wärmemenge in den oberen Schichten der Wasserdampfatmosphäre verbleibt, welche im Durchschnitt nicht wieder ausgestrahlt wird. Diese Wärmemenge wird der Wärmeabgabe aus dem Erdinnern entgegenwirken und die Wärmeanstauung unter der Atmosphäre erhöhen, also eine weitere Temperatursteigerung an der Erdoberfläche verursuchen. Drittens hat man auf sehr viele Regenfälle zu rechnen, welche der Erde in der § 9 angegebenen Weise grosse Wärmemengen entziehen.

---

[1]) Man vergleiche z. B. Koken, Die Vorwelt, S. 88, 1893. Die Erklärung im Text wird natürlich nur für bestimmte Fälle gelten; in anderen Fällen werden auch andere Gründe massgebend sein.

Digitized by Google

Während wir über die Wirkungsgrösse der Bedingung 2 kein Urteil abgeben können, werden wir den Bedingungen 1 und 3 aus den oben angegebenen Gründen einen ganz erheblichen Einfluss auf den Temperaturzustand der Erdoberfläche einräumen müssen. Unter ruhigen Verhältnissen, das heisst, wenn keine ungewöhnlichen Wärmeanstauungen unter der wasserreichen Atmosphäre stattfinden und keine ungewöhnlich langen Regenperioden mit ihrer Abkühlung folgen, können sehr wohl Temperaturen auf der Erde herrschen, welche nicht wesentlich verschieden sind von jenen der Gegenwart in sehr nassen und warmen Landstrichen. Und diese Verhältnisse können bestehen bei einer tausendfach verstärkten Wärmeentwickelung aus dem Erdinnern. Aber bei aller Temperaturgleichheit müssen die folgenden wesentlichen Unterschiede gegenüber den heutigen Verhältnissen vorhanden sein.

Die Erde wird haben:

1. weniger Licht,
2. eine dünne, nasse Kruste,
3. lange andauernde Regengüsse,
4. ziemlich gleichmässige Temperatur vom Äquator bis zu den Polen,
5. geringe Änderungen der Jahrestemperatur auch an den Polen.

Damit haben wir unter vereinfachenden Annahmen das Bild verfolgt, welches eine sich erwärmende Erde bieten würde. Bevor wir aber die gewonnenen Ergebnisse auf die in Wirklichkeit umgekehrt eingetretenen Veränderungen anwenden, müssen wir noch andere Gegenstände behandeln, insbesondere den Einfluss der Sedimente und der Lebewesen auf die Oberfläche der Erde und auf die Atmosphäre.

2. Lebensbedingungen in der Vorzeit.

11. Der Gedanke, dass in früheren Zeiten, als noch tiefste Finsternis herrschte, auf der Erde Lebewesen bestanden haben, ist schon längst geäussert worden; von anderer Seite wurde diese Auffassung als Phantasterei bezeichnet, mit der Begründung, dass die Erde unter den angenommenen Umständen schon in sehr geringen Tiefen äusserst hohe Temperaturen aufweisen musste, dass ausserdem in der Nebel- und Regenatmosphäre weder Tiere noch Pflanzen hätten bestehen können. Wir haben eine entgegengesetzte Auffassung und werden sie zu stützen suchen.

Digitized by Google

Sobald die Lebensmöglichkeit auf der Erde gegeben war, haben sich zunächst im Wasser Organismen gebildet und zu vollkommeneren Wesen entwickelt. Der Umstand, dass die Erdrinde dünn war, führte eine der wichtigsten Variationsbedingungen mit sich, indem der labile Zustand der Erdrinde einen beständigen Wechsel der verschiedensten Lebensbedingungen hervorbrachte, welcher die Anpassung der Lebewesen forderte, wenn sie nicht zugrunde gehen wollten. Wären die Verhältnisse auf der Erde so ruhig gewesen wie etwa heute, so würde die Variationsfähigkeit auch genau ebenso gering gewesen sein.

Es ist hervorzuheben, dass die Bedingungsänderungen auf die Jugendformen wirken müssen, wenn sie Variationen hervorbringen sollen. Alte Geschöpfe können sich neuen Bedingungen nicht anpassen und ganz besonders gilt dieses für Individuen, bei welchen ein bestimmter physiologischer Zustand durch gleichbleibende Bedingungen bei recht zahlreichen Vorfahren festgehalten, also starr wurde. Jugendformen sind zum Variieren viel mehr befähigt, besonders dann, wenn auch die Vorfahren einem beständigen Wechsel der Bedingungen unterworfen gewesen sind. Vom entwickelungsgeschichtlichen Standpunkte muss unbedingt an der Anschauung festgehalten werden, dass die Variationen ein Produkt sind jener Bedingungen, welche auf die Eltern wirkten und jener, welchen das betrachtete Individuum selbst unterliegt.

Man hat bisher immer geglaubt, dass ein Wechsel in der Beschaffenheit eines Organismus unendliche Zeiten erfordere. Diese Anschauung ist besonders in neuerer Zeit vielfach widerlegt worden, indem sich zeigte, dass auffallende Veränderungen im Organismus ganz plötzlich auftreten können.

Wenn eine Bedingung, z. B. die Temperatur, sich sehr langsam ändert, so werden die einzelnen Glieder der Nachkommenschaft ihren physiologischen Zustand bezw. ihre Form stufenweise in sehr geringem Masse ändern, indem sie sich der neuen Bedingung anpassen. Im Laufe einer sehr langen Zeit können dann grosse Veränderungen im Organismus stattfinden. Ändert sich die gleiche Bedingung rasch, so geht entweder dieselbe Variation oder eine ähnliche rasch an einer geringen Anzahl von Individuen von statten, wenn der Organismus sich den neuen Bedingungen anpassen kann, oder er geht zugrunde.

Gerade diese letzte Angelegenheit spielt in der Tier- und Pflanzenwelt der Vorzeit eine massgebende Rolle, worauf wir aber nicht einzugehen gedenken.

Digitized by Google

Wir wollen nur auf die Formenreihe der Paludina Neumayri verweisen[1]), welche eine merkwürdige allmähliche Abänderung zeigt, die zweifellos durch irgendwelche Bedingungsveränderungen veranlasst sein wird.

Wir sind nicht in der Lage zu entscheiden, ob es sich hier um die Wirkungen einer langsamen Temperaturänderung, oder um Konzentrationsänderung der Gewässer oder um andere Verhältnisse handelt.

12. Von Wichtigkeit für unsere Betrachtungen ist es nun, sich darüber klar zu werden, welche klimatischen Verhältnisse zur Zeit des Karbon und des Tertiär geherrscht haben, ob insbesondere schon für jene Zeiten mit den heutigen Lichtverhältnissen gerechnet werden muss.

Betrachten wir die Karbonzeit, so finden wir in den untersten Schichten im Kulm eine weitgehende Gleichmässigkeit der Pflanzenformen, welche darauf hindeutet, dass die Temperaturverhältnisse auf der ganzen Erde noch sehr gleichmässig gewesen sind; und diese Gleichmässigkeit lässt sich ohne Zwang durch die Annahme erklären, dass die Sonnenwirkung in jener Zeit noch gering gewesen ist, dass also der Hauptteil der Wärme, welche für das Gedeihen der Pflanzenwelt nötig war, von der Erde herrührte. Denn die Sonne hätte die vorhandene Gleichmässigkeit der klimatischen Bedingungen nicht erzeugen können. Im oberen Garbon findet man eine grössere Anzahl von Formen, was darauf hindeutet, dass die Sonnenwirkung mehr zur Geltung gelangte und die klimatischen Unterschiede vergrösserte.

Eine Stütze findet die Annahme von der verhältnismässig geringen Sonnenwirkung während der Karbonzeit durch die kritische Berücksichtigung folgender Tatsachen:

Wenn man die Flora der Steinkohlenzeit ins Auge fasst, so findet man neben den chlorophyllosen Pflanzen Nadelhölzer, Farne und andere Gewächse, welche zu ihrem Gedeihen nur sehr wenig Licht nötig

---

[1]) Neumayr, Erdgeschichte. 2. Bd. S. 16. 1895.

Je mehr Tatsachen aufgedeckt werden, und je mehr man sich mit der im Text geäusserten Anschauung vertraut macht, desto sicherer erkennt man, dass es sich hier um ein allgemeines Gesetz handelt, welches als „Verdichtungsgesetz" bezeichnet werden kann. Die Verdichtung, die Kondensation von wesentlichen Bestandteilen des Zellgewebes, tritt in der organisierten Welt am augenfälligsten in der Form des Alterns ganz allgemein in Erscheinung. Je mehr die Verdichtung, welche durch Ruhe befördert wird, von statten geht, desto mehr vermindert sie die Beweglichkeit der Bestandteile des Zellgewebes, also auch die Variationsfähigkeit der Geschöpfe und ihrer einzelnen Teile.

Digitized by Google

haben. Von den Nadelhölzern weiss man, dass sie in tiefster Finsternis ergrünen können, woraus zu schliessen ist, dass sie entstanden sind, als nur Spuren von Licht auf die Erde gelangten. Sobald die Stammformen der Nadelhölzer, welche man noch nicht kennt, eine neue Nahrungsquelle entdeckten, indem sie mit Hilfe von Lichtspuren Chlorophyll bilden und hierdurch die Kohlensäure der Atmosphäre leichter als bisher verwenden konnten, haben sie sich diese Nahrungsquelle nutzbar gemacht.

Die Daseinsbedingungen waren in jenen frühen Zeiten unseren Entwickelungen gemäss rasch wechselnd, und so blieben nur Formen von besonderer Widerstandsfähigkeit und Anpassungsfähigkeit bestehen, Eigenschaften, die wir auch heute noch bei den Nadelhölzern finden. Die Farne und andere chlorophyllführende Pflanzen, welche in der Vorzeit eine so grosse Rolle spielten, werden heute Schattengewächse genannt. Sie können gleichfalls in der Dunkelheit ergrünen und gedeihen am besten in dunklen Wäldern auf nassem Boden. Daraus ist zu entnehmen, dass die Zeit ihrer Entstehung und ihrer günstigsten Wachstumsbedingungen weit davon entfernt gewesen sein muss, die Helligkeit der Jetztzeit zu zeigen. Ihre Entstehung wäre unter den heutigen Umständen vielleicht nicht möglich gewesen, sondern es ist anzunehmen, dass sie die Fähigkeit, gegenwärtig zu bestehen, allmählich erworben haben.

13. Beim Übergang zur Tertiärzeit findet man einen erheblichen Fortschritt in der Entwickelung der Flora, welche gekennzeichnet ist durch das Entstehen und Gedeihen der Laubhölzer. Diese Entwickelung hatte nicht etwa stattgefunden, weil seit dem Entstehen der ersten Pflanzen die Zeit dieser Entwickelungsstufe herangekommen war, sondern weil günstigere Daseinsbedingungen auftraten, was nochmals betont werden soll. Die gleiche Ausbildung hätten die Gewächse in viel früherer Zeit erlangen können, wenn damals schon die geeigneten Bedingungen vorhanden gewesen wären. Vielleicht können hier die Verhältnisse auf der südlichen Halbkugel einiges Licht verbreiten. Es scheint so, als ob diese Teile der Erde schneller abgekühlt sind als die nördliche Halbkugel, was wir am Schlusse dieser Abhandlung begründen werden und daraus ist vielleicht der eigentümliche Umstand, wenigstens zum Teil, zu erklären, dass die Flora und Fauna der südlichen Halbkugel jener des Nordens, wenn auch nur zeitweise, vorausgeeilt ist. Auch auf diesen Gegenstand kommen wir nochmals zurück, weil es für das Verständnis vieler Vorgänge in der organisierten Welt notwendig ist, sich zu vergegenwärtigen, dass nicht sowohl die

Digitized by Google

grossen Zeiträume, als vielmehr die Bedingungsänderungen die Fortschritte in der Natur verursacht haben.

Gegenüber der heutigen Flora zeigt diejenige der Tertiärzeit einen wesentlichen Unterschied in der Zonenverbreitung. Während wir ihre Gewächse heute in niedrigen und mittleren Breiten finden, haben sie im Tertiär hoch im Norden, so hoch, wie überhaupt nur Menschen gelangt sind, ein ausserordentlich üppiges Dasein geführt, und diese Tatsache ist um so bemerkenswerter, als die Polargegenden ein halbes Jahr kein Sonnenlicht empfangen.

Sie fände natürlich eine sehr einfache Erklärung, wenn man eine Veränderung der Erdachsenstellung gegen die Sonne gelten lassen könnte. Soweit uns aber bekannt ist, befindet sich eine solche Annahme mit den Anschauungen der Geologie im Widerspruch. Ausserdem vertreten wir den Standpunkt, dass es zweckmässig ist, den möglichen irdischen Ursachen einer Erscheinung eine grössere Wahrscheinlichkeit einzuräumen als den möglichen kosmischen. Eine Ursache der ersten Art besteht darin, dass die Nebelhülle jener Zeit, wie wir bereits bemerkten, das Sonnenlicht zwar schwächte, aber auch erheblich mehr zerstreute, so dass die Pole auch in den finsteren Halbjahren ein geringes Dämmerlicht erhielten, welches den Pflanzen genügte.

Man beachte ferner, dass viele Pflanzen in dunkeln Zimmern vortrefflich gedeihen und ein sattes Grün liefern, wenn sie nur richtig ernährt werden, genügende Feuchtigkeit und gesunde, d. h. nicht durch bestimmte Beimengungen verunreinigte Luft zur Verfügung haben. Aus diesen Betrachtungen geht hervor, dass auch die Pflanzen der Tertiärzeit eine wesentlich geringere Helligkeit zu ihrer Entstehung bedurft haben, als heute vorhanden ist. Vom Standpunkte der Entwickelungsgeschichte müssen wir annehmen, dass sie erzeugt wurden, sobald nicht eine überschüssige, sondern eine ausreichende Lichtmenge zur Verfügung stand.

Geologen und Paläontologen sind zu der Ansicht gekommen, dass im Tertiär ein gelindes und gleichmässiges Klima auch in den höchsten Breiten geherrscht habe; und eine Theorie, welche sich mit den Zuständen während dieses Zeitraumes befasst, muss diese Forderung erfüllen. Nach den vorstehenden Entwickelungen muss aber auch der Forderung Genüge geleistet werden, dass eine geringere aber gleichmässiger verteilte Helligkeit auf der Erde herrschte als heute [1]). Beide

[1]) Die Botanik scheint in der Lage zu sein, noch weitere und zwar recht triftige Gründe für diese Annahme ins Feld führen zu können.

Digitized by Google

Bedingungen konnten auftreten zu einer Zeit, als die Erde noch weniger abgekühlt war, und eine sehr beträchtliche Wasserdunstatmosphäre bestand, welche zwar die Sonnenstrahlen zum grossen Teil fernhielt, aber auch die Entweichung der Erdwärme verminderte, die sich auf alle Zonen ziemlich gleichmässig verteilen konnte.

So ungefähr müssen unserer Ansicht nach die Verhältnisse im Tertiär gewesen sein.

3. Die Gase in der Atmosphäre der Vorzeit.

14. Wir kommen jetzt zu dem schwierigsten Teile des gesamten Problems, welches in besonderem Masse hinderlich ist, die vorliegende Theorie einwandfrei durchzuführen, das ist die Zusammensetzung der Atmosphäre in der Vorzeit. Sie hat keine Spuren zurückgehalten, wie die feste Erdrinde; daher wird man es als ein ewiges Rätsel zu betrachten haben, welche Gase neben dem Wasserdampf in der Luft vorhanden waren und in welcher Verteilung. Alle Bemühungen auf diesem Gebiete werden nur zu Vermutungen führen können und weiteres vermögen auch wir mit den folgenden Erörterungen nicht zu bieten.

Die Tier- und Pflanzenwelt der Gegenwart besitzt einen gewissen Energie-Vorrat, welcher von der Sonne herrührt. In der Vorwelt waren die Verhältnisse wesentlich anders, als noch kein Licht auf die Erde gelangte. Die damals vorhandenen Lebewesen mussten ihren Energieinhalt der Erde entnehmen. Es ist nun von besonderer Wichtigkeit, darauf hinzuweisen, dass es Lebewesen gibt, welche die Kohlensäure der Luft ohne Chorophyll und ohne Licht zersetzen und verwenden können. Heraeus (1886) und Winogradsky (1890) haben nämlich nachgewiesen, dass nitrifizierende Mikroben diese Fähigkeit besitzen, indem sie sich der Sauerstoff-Verbindungen des Stickstoffs bedienen und mit Hilfe desselben sowohl die Kohlensäure der Luft als auch die Karbonate des Erdreiches zersetzen und zur Aufspeicherung von organisiertem Material verwenden können[1]).

Es entspricht dem Sinne der Entwickelungsgeschichte, wenn wir annehmen, dass die Fähigkeit die Kohlensäure der Luft auch ohne Gegenwart von Licht und Chlorophyll zu verwenden, in früheren Zeiten viel verbreiteter gewesen ist als jetzt.

---

[1]) Hier sei die geologisch bemerkenswerte Tatsache erwähnt, dass diese Bakterien das Gestein direkt angreifen. An solchen Stellen, die vor trockenen Winden geschützt sind, vermehren sie sich reichlich, indem sie mürbes (faules) Gestein erzeugen.

Digitized by Google

Auch die grünen Gewächse werden wohl Vorgänger haben, die nicht der Sonne ihre Entwickelung verdankten. Es hat den Anschein, als ob das Licht der Sonne gewissen Lebewesen der Vorzeit eine angenehme, aber nicht notwendige Erleichterung der Nahrungsaufnahme und der weiteren Fortpflanzung bot, und dass erst infolge dieser Wirkung eine Anpassung an andere Lebensverhältnisse erfolgte, indem andere Formen entstanden, die sich an die neue Lebensart dermassen gewöhnten, dass sie heute ohne die Gegenwart der Sonne auf die Dauer nicht mehr gedeihen können. Jedenfalls geht aus diesen Erörterungen hervor, dass eine Vermehrung der grünen Gewächse infolge der sich steigernden Sonnenwirkung den Kohlensäuregehalt der Luft nicht in einem so hohen Grade verändert zu haben braucht, als man bisher glaubte annehmen zu müssen.

Zwar rechnen auch wir mit einem höheren Kohlensäuregehalt der Atmosphäre in der Vorzeit, welcher sich mit der Erdabkühlung dauernd verringert hat. Wir geben ferner zu, dass das Auftreten der Grünen Gewächse und die überaus üppige Vegetation zur Zeit des Karbon und des Tertiär eine raschere Bindung der Kohlensäure veranlasst hat, als zu anderen Zeiten, aber dieser Einfluss ist allem Anscheine nach für die Verhältnisse in der Atmosphäre, um es nochmals zu wiederholen, nicht von besonderer Bedeutung gewesen. Wir sind ferner der Ansicht, dass der Einfluss der Kohlensäure durch die Gegenwart eines anderen Gases, nämlich des Ammoniaks, weniger zur Geltung gekommen ist. Die Begründung der Ansicht, dass in der Vorzeit das Ammoniak in grösseren Mengen in der Atmosphäre gewesen sein dürfte als heute, können wir an dieser Stelle nicht geben, weil wir eilen müssen, um zu unserer eigentlichen Aufgabe zu gelangen.

Doch lässt der folgende Paragraph eine derjenigen Ursachen erkennen, denen zufolge wenigstens zeitweilig die Ammoniakmengen in der Luft wahrscheinlich eine bedeutende Zunahme aufgewiesen haben werden.

4. Die Vertiefungen in der Erdrinde als Gärungsgefässe betrachtet.

15. Zum leichteren Verständnis einiger folgenden Auseinandersetzungen betrachten wir zunächst ein Bild aus der Gärungsindustrie. Wird ein grosser Bottich mit kühler Zuckerlösung gefüllt und hierin ein wenig Hefe ausgesät, so entwickelt sich die Hefe und vermehrt sich. Ihre Lebenstätigkeit ist mit einer beträchtlichen Wärmeent-

Digitized by Google

wickelung, also auch mit einer Temperaturerhöhung der Nährlösung verbunden. In der ersten Zeit wird man jedoch auch mit den empfindlichsten Thermometern keine Temperaturerhöhung bemerken, weil die Wärmemengen im Verhältnis zur gesamten Flüssigkeitsmenge zu klein sind. Im Laufe der Zeit findet man aber eine Temperatursteigerung, welche zunimmt, je grösser die neugebildeten Hefemengen sind. Mit der Temperaturerhöhung beginnt die Hefe schneller zu arbeiten, rascher zu wachsen, sich rascher zu vermehren, mehr Zersetzungsprodukte zu bilden und damit auch rascher Wärme zu entwickeln. Die Temperatursteigerung kann hierdurch so gross werden, dass die Hefezellen darunter leiden und zugrunde gehen. Um diese unangenehme Begleiterscheinung zu beseitigen, muss die Nährlösung abgekühlt werden und die Kühlung muss um so sorgfältiger sein, je grösser das Gefäss und je reichlicher die Hefevermehrung. Ist die Flüssigkeit vergoren, d. h. aller Zucker aufgebraucht, so hat man auf dem Boden eine Hefenschicht, deren Dicke von den Anstellungsbedingungen und von der Flüssigkeitshöhe abhängt. Man stelle sich nun Bottiche vor, welche einen Hefe-Bodensatz von mehreren Metern Höhe zu erzeugen vermögen, dann wird in diesem Bodensatz eine Erwärmung stattfinden, selbst wenn die darüberstehende Flüssigkeit dauernd durch Eiswasser gekühlt wird. Denn weil das organisierte Material ein besonders schlechtes Wärmeleitungsvermögen besitzt, entsteht bei starker Wärmeentwickelung im Innern einer grösseren Masse ein entsprechend starkes Temperaturgefälle. Infolgedessen kann die Oberfläche dieser Masse kalt sein, während im Innern um so höhere Temperaturen herrschen werden, je grösser die Masse ist; wenn die Masse gross genug ist, wird die Temperatur steigen, bis zum Absterben eines grossen Teiles der Hefe. Je niedriger die Temperatur der darüber stehenden Lösung, desto grösser muss die Bodensatzhöhe sein, und desto länger wird es dauern, bis schnelle Zersetzungen und schädigende Temperaturen erreicht werden. Die wichtige Schlussfolgerung aus dieser Betrachtung lautet: Die in den Organismen in langen Zeiträumen aufgespeicherte Wärme wird unter gewissen Bedingungen zu einem grossen Teile in verhältnismässig kurzer Zeit in Freiheit gesetzt, wobei Temperatursteigerungen auftreten, welche der schlechten Wärmeleitung und der Anhäufung der Organismen entsprechen.

Betrachten wir nun die Erde in der Vorzeit, so sind Massenansammlungen von Organismen der verschiedensten Art und Selbsterwärmungen als ganz natürliche Erscheinungen anzusehen. Es wäre

Digitized by Google

im höchsten Grade wunderbar, wenn bei dem Vorhandensein unermesslicher Mengen von Nährsalzen solche Vorgänge in den warmen Meeren der weit entlegenen Vorzeit nicht stattgefunden hätten. Als später die Gewässer abkühlten, haben die Wärmeanstauungen keineswegs aufgehört. Es waren nur grössere Sedimentsschichten, grössere Massen von Organismen und längere Zeiten erforderlich, ehe Temperaturen auftraten, welche ihre Erzeuger unter Wärmeentwickelung schädigten und zerstörten.

Für die Erde tritt noch ein Umstand hinzu, welcher bei der Betrachtung der Hefegärung selbst in den grössten Gefässen fehlt, nämlich die Wärmequelle von unten. Die Erde gibt Wärme längst den Radien ab, besitzt also ein Temperaturgefälle. Die Gegenwart von Organismen, welche Wärme erzeugen, muss die Temperaturverteilung in der Erdrinde beeinflussen, indem die Geoisothermenflächen zunächst langsam, dann rascher vorrücken. Nach Wollny werden die Bodentemperaturen eines frischgedüngten Bodens während der ersten 4—12 Wochen um 0,1—0,4° C erhöht. Wegen der Austrocknung des Materials an der Luft und infolge der beendeten chemischen Umsetzung verschwindet dann der Temperaturüberschuss über den ungedüngten Boden.

Man denke sich nun eine hundertfache oder tausendfache Ansammlung solchen Düngers auf der gleichen Fläche, vermischt mit lockeren, also schlecht leitenden Sedimenten; dann wird man ohne weiteres einsehen, dass die Temperatur beträchtlich steigen muss. In diesem angenommenen Falle tritt aber eine Störung der Wärmeverteilung längs den hier in Frage kommenden Erdradien auf, indem die Wärme nicht nur nach aussen abgegeben wird, sondern auch nach unten dringt, solange, bis auf den Erdradien das ursprüngliche Temperaturgefälle wieder hergestellt ist, die absolute Temperatur aber sich entsprechend erhöht hat.

Stillschweigend vorausgesetzt ist natürlich, dass die Temperatur des Erdinnern höher ist, als sie von irgend einer anderen Wärmequelle dauernd erzeugt werden kann.

Mit der eben durchgeführten Vorstellung wäre ein Zustand geschaffen, gemäss welchem der oben erwähnte Bottich von unten geheizt wird und dieser Umstand veranlasst in der Wirklichkeit eine grössere Temperatursteigerung, als wenn sich die wärmeerzeugende Masse in freier Luft befände, so dass nach unten keine Anstauung von Wärme stattfinden, sondern letztere sich wirkungslos zerstreuen würde. Die kleinen Geoisothermen in manchen Gegenden von heute sind auf

Digitized by Google

derartige Vorgänge oder deren Folgen vielfach zurückzuführen. Je weiter zurückliegende Zeiten wir ins Auge fassen, desto wirksamer musste jede Ansammlung von Organismen oder jede Bildung von organismenhaltigen Sedimenten die geothermische Tiefenstufe verringern.

16. Bei den Selbsterwärmungen und durch das Vordringen der Geoisothermen werden neben Wasserdampf grosse Gasmengen in verhältnismässig kurzer Zeit in Freiheit gesetzt, wodurch dann die im § 2 geschilderte Einwirkung auf die Wärmedurchlässigkeit der Atmosphäre erfolgt. In dieser findet eine Wärmeanstauung statt, was eine weitere Ursache bildet, dass die Geoisothermen gleichfalls weiter vorrücken und dass die Stoffzerstörung des organischen Materials abermals beschleunigt wird.

Auch hier haben wir eine wichtige Schlussfolgerung: Bei der Selbsterwärmung organischer Massen werden auch ausserhalb derselben in ihrer Umgebung Bedingungen geschaffen, welche die Selbsterwärmung und damit die Temperatur der Massen und ihrer unmittelbaren Umgebung steigern.

Dieser Temperatursteigerung wird eine Grenze gesetzt durch die ebenfalls steigende Wärmeabgabe, welche durch keinen Umstand mehr befördert wird, als durch den Wechsel von Wasserverdunstung und Wasserniederschlag. Diesem letzteren Umstande muss eine besondere Bedeutung beigelegt werden, weil dadurch auch in solchen Gegenden, welche eine sehr dünne Erdkruste aufweisen, noch Lebewesen bestehen können. — Einen weiteren Faktor, welcher die Wärmeanstauungen in der Erdrinde beeinflusst, nämlich die Radioaktivität, haben wir in dieser Abhandlung gar nicht berücksichtigt, weil sich über ihn noch wenig sagen lässt. Man kann aber wohl annehmen, dass die Emanationen in der Vorzeit grösser gewesen sind als heute, dass sie also auch mehr Wärmestauungen veranlasst haben. Je länger die Zeiträume sind, welche uns von den behandelten Epochen der Erdgeschichte trennen, eine desto grössere Bedeutung müsste man ihnen beilegen.

5. Transgressionen und Gebirgsbildung.

17. Die Transgressionen der Meere sind die Folge von Bodenverschiebungen unter dem Meeresspiegel. Diese wiederum haben ihren Ursprung einerseits in den Sedimenten organischer und anorganischer Natur, andererseits in der durch diese bewirkten Temperaturerhöhung in der Erdkruste. So wie der gegenwärtig in den Meeren abgelagerte

Digitized by Google

Globigerinenschlamm und andere Sedimente in späteren Zeiten der Schauplatz gewaltiger Veränderungen der Erdoberfläche sein werden, ebenso haben die Sedimente der Vorzeit in den Meeren die späteren Erhebungen vorbereitet. Was geschieht, wenn die Absätze in den Gewässern sich vermehren? Die nächste Folge ist, dass die Geoisothermen vordringen und wagerechte Spannungen in der Erdrinde verursachen. Diese Spannungen vermehren sich infolge des Bestrebens des mit Sedimenten bedeckten Bodens und der anliegenden Gegenden den isostatischen Ausgleich zu erreichen. Die Sedimentationen sind bestrebt die ursprüngliche Talsohle zu vertiefen. Je fester die Erdrinde ist, einen desto grösseren Widerstand wird sie den so entstehenden seitlichen und senkrechten Drucken entgegensetzen. Das Temperaturgefälle ist in den Sedimenten infolge ihrer schlechten Wärmeleitung erheblich grösser als im festen Gestein; es wird in steigendem Masse verstärkt durch die Gegenwart der ausserordentlich schlecht leitenden organischen Reste und ihrer Wärmeentwickelung. Die Folge dieser beiden Wärmewirkungen wird ein Schwächerwerden der Erdrinde an den betreffenden Stellen und eine Aufbuchtung sein, welche zunächst unter dem Meeresspiegel bleibt. Der Vorgang der Aufbuchtung wird nun durch mehrere Umstände befördert. Die Erde besitzt gegenwärtig zweifellos noch das Bestreben zu schrumpfen, und dieser Vorgang wird naturgemäss dort stattfinden, wo die Erdrinde durch ein besonders steiles Temperaturgefälle geschwächt ist. Ferner ist zu beachten, dass die Geoisothermen, welche vorher im festen Gestein verliefen, jetzt durch verhältnismässig lockere Sedimente gehen. Endlich entwickeln nicht nur die organischen Reste, sondern auch die anorganischen und kohlensäurehaltigen[1]) Sedimente Gase in um so

---

[1]) An dieser Stelle gestatten wir uns als Anmerkung einige Betrachtungen einzufügen, welche Verfasser später wohl kaum Gelegenheit haben wird, zu veröffentlichen. Bekanntlich hat G. Gerland in seinem Vortrage auf dem zwölften deutschen Geographentage (Jena 1897) „Über den heutigen Stand der Erdbebenforschung" mit Nachdruck auf Knallgas-Explosionen als Ursache von Erdbeben hingewiesen. Wir wollen kurz auseinandersetzen, wie derartige Explosionen vermutlich zustande kommen können. Die Zersetzung des Wassers beginnt bei 1200° C und ist vollständig bei 1700° C. Die beiden Gase werden unterirdisch vom Magma aufgenommen und diffundieren mit verschiedener Geschwindigkeit, so dass einzelne Teile mehr Sauerstoff, andere mehr Wasserstoff enthalten. Der Wasserstoff reduziert das Magma, mit welchem er in Berührung kommt, während der Sauerstoff andere Massen oxydiert, wenn hierzu Gelegenheit ist. Der Überschuss der Gase wird mechanisch eingeschlossen. Werden nun durch irgend welche Bedingungen, z. B. durch Druckentlastung infolge von Erdbewegungen,

Digitized by Google

grösserer Menge und mit einer um so grösseren treibenden Kraft je mehr die Geoisothermen in ihnen steigen. Sie schaffen Massendefekte und damit Störungen des isostatischen Gleichgewichtes, welche der Auf-

geeignete Verhältnisse geschaffen, dann werden mit Gewalt die Gase entweichen und sich wieder vermischen. Dieses neue Gemisch liefert Knallgasexplosionen, sei es infolge hoher Temperatur, sei es infolge von Reibungselektrizität.

Dass diese Vorgänge bei den vulkanischen Ausbrüchen eine wesentliche Bedeutung haben, ist uns nicht zweifelhaft. Auch ist es erklärlich, dass sie hier nicht grössere Erdbeben verursachen, weil die Vulkanöffnungen den Gasausdehnungen bei den Explosionen einen Ausweg lassen, so dass nur verhältnismässig geringe Erschütterungen der Erdrinde verursacht werden.

Ob dagegen auch grosse nicht tektonische Erdbeben auf diese Ursache zurückgeführt werden können, ist eine Frage, die sich gegenwärtig nicht entscheiden lässt; denkbar sind Erdbeben z. B. dann, wenn durch irgend welche Umstände zwei mit den verschiedenen Gasen beladene Magmaströmungen miteinander in Vermengung geraten. Der Umstand, dass die Erdbebenherde vielfach in solchen Tiefen festgestellt sind, in deren Nähe die oben erwähnten Temperaturen für die Wasserzerlegung auftreten, spricht wenigstens für die Möglichkeit, wenn nicht für die Wahrscheinlichkeit von Knallgasexplosionen als Ursache. Auf alle Fälle wäre es für die Kenntnis der Vorgänge im Erdinnern ein grosser Fortschritt, wenn man Mittel finden könnte, zu unterscheiden, inwieweit die nicht tektonischen Erderschütterungen, welche also durch physikalisch-chemische Einflüsse verursacht werden, Tamman-Beben sind (diese Abkürzung möge gestattet sein; man vergleiche hierzu August Sieberg: „Die Natur der Erdbeben", Naturwissenschaftliche Wochenschr. Nr. 51, 1907, S. 803), oder von Knallgasexplosionen herrühren.

Auch tektonische Erdbeben werden häufig auf die beiden genannten Ursachen zurückgeführt werden müssen, indem die hierdurch bewirkte Erschütterung den bisher durch Hemmung verhinderten Ausgleich hervorruft.

Was die Frage anbetrifft, ob Tatsachen bekannt geworden sind, aus welchen hervorgeht, dass die beiden Gase mit ihren entgegengesetzten Eigenschaften auch wirklich die Zusammensetzung der unterirdischen Schmelze beeinflussen können, sei folgendes erwähnt. Wir wissen, dass die aus dem Erdinnern herausgeworfenen Massen sich vielfach sehr lange Zeit im glühenden Zustande erhalten. Wird die Decke einer vor Jahren ausgebrochenen Lava eingeschlagen, dann bemerkt man häufig, dass sie im Innern glüht. Dieser Umstand ist nicht durch die geringe Wärmeleitungsfähigkeit des Materials zu erklären, wie es mitunter geschehen ist, sondern wahrscheinlich dadurch, dass der Luftzutritt ein plötzliches Aufglühen veranlasst. Die Masse hat sich also ursprünglich im reduzierten Zustande befunden und wir nehmen an, dass diese Reduktion zu einem grossen Teile auf die Einwirkung von Wasserstoff im Erdinnern zurückgeführt werden muss. Die Entwickelungen in der Abhandlung: „Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe" (Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 5, S. 699, § 24), gemäss welchen die Reduktion der Stoffe vielfach auf organische Massen in der Erdrinde zurückzuführen sei, erfahren durch diese Annahme eine Ergänzung.

Ferner sei darauf hingewiesen, dass die Ausbrüche der Vulkane in der Regel ein Gemenge der sogenannten zwei Bunsenschen Gesteinstypen Trachyte und

Digitized by Google

richtung förderlich sind. Mit diesen Vorgängen stehen die Transgressionen allem Anscheine nach im engsten Zusammenhange.

Denn die ungeheuren Sedimentmassen, welche in den grossen Gebirgen der Erde aufgehäuft sind, waren zur Zeit ihrer Entstehung erheblich grösser. Zunächst hatten sie noch nicht grosse Teile durch Abtragung eingebüsst; hierzu kommt einerseits die Ausdehnung durch die Wärme, welche gegenwärtig in viel geringerem Masse besteht und andererseits die Bildung der Massendefekte, welche infolge des späteren Verlustes oder der chemischen Bindung der Gase geringer werden mussten. Daraus ergibt sich der Schluss, dass die grossen Gebirge, als sie auf dem Meeresgrunde gebildet wurden, ursprünglich einen viel grösseren Raum einnahmen als gegenwärtig und dass sie wohl imstande gewesen sind, riesige Wassermengen zu verdrängen, welche als Transgressionen in Erscheinung traten. Und sollten diese gewaltigen Vorgänge zur Erklärung der Transgressionen noch nicht ausreichen, dann wird man dem Vordringen der Wassermassen aus dem Erdinnern infolge des Steigens der Geoisothermen die fehlende Wirkung beilegen müssen [1]).

Diese Bemerkungen über die Meeres-Transgressionen mögen genügen. Wir würden uns viel zu weit von unserer eigentlichen Aufgabe entfernen, wenn wir die Ursachen mehrfacher Aufrichtungen bezw. ihr mehrfaches Zurückgehen und andere Einzelheiten behandeln wollten. —

Nachdem wir so in aller Kürze die Bedingungen untersucht haben, welche die Verhältnisse an der Erdoberfläche, in der Atmosphäre und auf dem Meeresboden der Vorzeit haben beeinflussen können, sind wir in der Lage, unter gleichzeitiger Verwendung der Ergebnisse einer früheren Abhandlung [2]) unserer eigentlichen Aufgabe näher zu treten.

Basalte erkennen lassen. Die ersteren sind saurer Natur, die letzteren enthalten mehr Basen.

Wenn man auch nicht in der Lage ist anzugeben, wie das Chaos der unterirdischen Schmelzen beschaffen sein mag, so neigen wir doch zu der Ansicht, dass der Gegenwart der beiden Gase auch in dem zuletzt erwähnten Falle eine erhebliche Bedeutung beigelegt werden muss. Eine einwandfreie Begründung dieser Ansicht, bei welcher auch das spezifische Gewicht der reduzierten Bestandteile eine Rolle spielt, lässt sich vorläufig nicht durchführen. (Man vergleiche auch die Ansicht von Sartorius von Waltershausen, Neumayr, Erdgeschichte, 1. Bd. S. 164.)

[1]) Man vgl. die in der letzten Anmerkung erwähnte Abhandlung des Verf., und zwar II, § 34.

[2]) Man vgl. die in den beiden letzten Anmerkungen erwähnte Abhandlung.

Digitized by Google

IV. Zusammenfassung zur Theorie.

1. Die diluviale Eiszeit als Folge der mesozoischen Ablagerungen und der Braunkohlenbildung.

18. Bisher hat man Nachrichten von einer diluvialen, von einer permischen und mit weniger Sicherheit auch von einer präkambrischen Vereisung. Da die Vorgänge während der diluvialen Eiszeit am sichersten erforscht sind, so wollen wir unsere Theorie zunächst auf diese anwenden.

Das Mesozoikum hatte in den Meeren unermessliche Mengen von Sedimenten abgelagert, deren Höhe an vielen Stellen tausende von Metern betrug. Die Wirkung dieser Ansammlungen war ein Vordringen der Geoisothermen mit allen im vorigen § geschilderten Folgen. Je nach den örtlichen Bedingungen —, worunter zu verstehen sind Sedimentationsgeschwindigkeit, Wärmeleitungsfähigkeit der Sedimente und Wärmeerzeugung der in ihnen eingeschlossenen organischen Massen —, musste das Vordringen der Geoisothermen mit verschiedener Geschwindigkeit stattfinden. Dort z. B., wo die Anden entstehen sollten, scheinen sich die Sedimente und ihre organischen Einschlüsse mit besonderer Schnelligkeit abgelagert zu haben. Dieser Umstand veranlasste rasche Erwärmungen, grosse Spannungen in der Erdrinde, riesige Drucke der erzeugten Gase und entsprechend gewaltige Ausbrüche, welche zunächst noch unter dem Meeresspiegel stattfanden, sich aber nach der Erhebung der betreffenden Erdschollen über dem Meeresspiegel fortsetzen. Wo in den Zeitabschnitten der Erwärmung Drucke aufgetreten waren, entstanden nach der Aufrichtung in den Zeiten der Abkühlung Spannungen und Zerrungen von ausserordentlicher Grösse, welche Spaltenbildung und das Herabsinken grosser Landmassen veranlassen konnten. während die Anden und die festeren Teile des südamerikanischen Kontinentes stehen blieben. Die Tatsache, dass die Niederbrüche in der Regel auf der Seeseite stattfanden und auch heute noch erfolgen, ist in den meisten Fällen wohl auf die starke Abkühlung durch das Wasser zurückzuführen, welches die Wärme besser fortleitet als die Luft. Ferner ist leicht begreiflich, dass ein infolge dauernder Abkühlung stattfindendes plötzliches Herabsinken grosser Erdschollen in der Nähe auch heute noch beobachtbare Landerhebungen verursachen kann.

19. Ganz andere Verhältnisse finden wir in Zentralasien. Hier müssen in der Vorzeit gleichfalls tiefe Meeresbecken bestanden haben,

Digitized by Google

wo die Sedimente sich aber weniger rasch anhäuften als an der Westküste von Südamerika. Dafür scheinen aber die Erwärmungen sich nicht allein in der Nähe der Uferlinien vollzogen zu haben, sondern es sind offenbar grosse Meeresbecken in ihrer ganzen Ausdehnung davon ergriffen worden. Die Folge hiervon war die Erhebung von entsprechend grossen Bodenflächen, welche jetzt z. B. das Hochland von Tibet bilden. Hierbei wurden Drucke veranlasst, welche die Erdrinde falteten und damit die Gebirge, wie den Himalaya, bildeten. Diese Anschauung erlangen wir durch den Umstand, dass die Himalayakette infolge einer von Norden herrührenden zusammenschiebenden Kraft gebildet wurde. Weiter im Norden wurden die Gebirge von Turkestan erzeugt. während die Sedimente des früher viel weiter reichenden Mittelmeeres an seinen Ostgrenzen gleichfalls gewaltige Drucke verursachten. Alle diese Wirkungen fanden einen Knotenpunkt, welcher heute als die Scharungen des Hindukusch in Erscheinung tritt.

Wir müssen uns hier mit diesen Andeutungen begnügen, denn berufeneren Kräften muss es überlassen bleiben, festzustellen, wie weit unsere Vermutungen den Tatsachen entsprechen. Wenn wir auch von der Richtigkeit der Ansicht durchdrungen sind, dass Sedimente und Lebewesen die massgebendsten Faktoren bei allen Umgestaltungen der Erdrinde gewesen sind, indem sie den in ihr verlaufenden Schrumpfungsvorgängen die Bahn wiesen, so wollen wir uns keineswegs anmassen, in den angegebenen Beispielen eine unbedingt richtige Anwendung dieser Faktoren geliefert zu haben. —

Nach der Aufrichtung des Gebirges mussten mit der Abkühlung gewaltige Zerrungen und Spannungen eintreten, welche deutliche Spuren hinterlassen haben. Auch in Zentralasien mussten wie in den Anden infolge der grossen Massendefekte zahlreiche Erdbeben auftreten, während Ausbrüche infolge der langsameren Sedimentation und der damit im Zusammenhang stehenden geringeren Wärmeanhäufungen fehlen.

Die Anden und Zentralasien waren nicht die einzigen Ländermassen, welche dem Mesozoikum ihr Dasein verdankten, sondern der grösste Teil der Erde ist offenbar im umfangreichen Masse in Mitleidenschaft gezogen worden. Welche ungeheuren Ereignisse z. B. der stille Ozean zu verzeichnen hat, lässt der Kranz von Vulkanen vermuten, der ihn umringt. Kontinente sind aufgetaucht und wieder verschwunden. Andere Erdteile erhoben sich, ohne bis zum Meeresspiegel zu gelangen und sanken später wieder zusammen, und so muss

Digitized by Google

das Mesozoikum als eine Zeit besonderer Unruhe der Meerestiefen angesehen werden. Das Festland hat dagegen, wie der auffallende Mangel an vulkanischen Ausbrüchen erweist, im Mesozoikum eine verhältnismässig ruhige Epoche zu verzeichnen.

Fassen wir die Wirkung der Sedimente dieser Zeit, wie sie im § 17 geschildert wurden, in ihrer Gesamtheit ins Auge, dann können wir uns leicht vorstellen, dass bei ihrer grossen Verbreitung auch ungeheure Wasserverdrängungen stattgefunden haben, welche unterstützt von dem Vordringen der Wassermassen aus dem Erdinnern zur Transgression der Kontinente führten[1]).

20. Nach dem Ausbruch der Gase und nach dem Abkühlen der betreffenden Sedimentationsschichten zogen sich die Meere zurück und hinterliessen überall durchtränkte Länder mit zahllosen kleineren und grösseren Wasserbecken. Hier fand nun die Pflanzenwelt einen besonders geeigneten Nährboden.

Eine üppige Flora entwickelte sich bis zu den höchsten Breiten und lieferte das Material zur späteren Bildung der Braunkohle. Auf den Kontinenten, welche von der Transgression betroffen worden waren, hatten sich die Sedimente nur in geringer Stärke ablagern können, so dass die Veränderungen infolge des Vordringens der Geoisothermen hier nur in verschwindendem Masse erfolgen konnten. Diese Verhältnisse änderten sich nach dem Auftreten der Braunkohlenflora, indem die während eines langen Zeitraumes massenhaft angehäuften Pflanzenreste in der § 15 geschilderten Weise ihre Wärme zunächst langsam, dann in beschleunigtem Masse abgaben. Damit begann auch auf dem Festlande ein rasches Vordringen der Geoisothermen, welches in besonderem Grade auch die Zusammensetzung und die Temperatur der Atmosphäre beeinflusste.

Aber auch die Ursachen der Transgressionen haben einen grossen Einfluss auf die Zusammensetzung der Atmosphäre gehabt und damit kommen wir zu dem Kern der Fragen, welche sich auf die Entstehung der Kohlen und der Vereisungen beziehen.

Wir haben gesehen, dass in den Sedimenten erhebliche Massendefekte entstanden durch die in wärmeren Regionen gebildeten Gase, welche gewaltsam einen Ausweg suchten und zu einem grossen Teile auch fanden. Die Grösse dieser Gasabgabe wird sich naturgemäss niemals bestimmen lassen, weil man nicht einmal in der Lage ist, die Gesteinsmassen abzuschätzen, welche aus dem kohlensauren Kalk

[1]) Man vgl. Anm. 1 auf Seite 428.

Digitized by Google

unter Abgabe von Kohlensäure entstanden sind, während die Grösse der organischen Einschlüsse, welche entsprechende Mengen von Kohlensäure und Ammoniak lieferten, gänzlich ausserhalb jedes Schätzungsbereiches liegt.

Wir müssen uns damit begnügen, die Entwickelung grosser Gasmengen während kurzer geologischer Zeiträume aus den Sedimenten unter dem Meeresspiegel als sicher anzusehen. Das Meer nahm diese Gase auf und gab um so mehr an die Atmosphäre wieder ab, je rascher oder je stürmischer sie aus dem Untergrunde entwickelt wurden.

Die Annahme ist sehr naheliegend, dass die auf solche Weise in grossen Mengen in die Atmosphäre gelangenden und zum Aufbau der Pflanzensubstanz besonders geeigneten Gase einen nicht unwesentlichen Teil zu der späteren üppigen Entwickelung der Pflanzenwelt des Tertiärs beigetragen haben.

Die Gase dienten nicht allein als Nahrungsmittel, sondern sie hatten noch die weitere wichtige Wirkung, dass sie das Entweichen der aus dem Erdboden kommenden Wärme verzögerten, indem sie unter der Atmosphäre Wärmestauungen verursachten, welche allerdings durch häufige Regen, wie wir vermuten, beträchtlich vermindert wurden.

Die Pflanzenwelt fand also Feuchtigkeit, Nahrung und Wärme, d. h. die drei Hauptbedingungen eines günstigen Wachstums und einer vorteilhaften Ausbildung in einem besonders günstigen Grade vor, woraus sich die Üppigkeit der Tertiärflora als eine natürliche Folge ergibt.

Wie schon im § 14 angedeutet wurde, ist es nicht wahrscheinlich, dass die von der Pflanzenwelt absorbierten Kohlensäuremengen zu einer bemerkenswerten Abkühlung führten. Abgesehen davon, dass die Gasmengen in der Luft zu jenen Zeiten schon an und für sich grösser gewesen sind als heute, fanden im Tertiär besonders in der Anfangszeit unter dem Meeresspiegel noch dauernd grosse Ausbrüche und Gasentwickelungen statt, welche unserer Ansicht nach erheblich grösser gewesen sind als die von den Pflanzen aufgenommenen Gasmengen. Ist dieses der Fall gewesen, so musste die Temperatur auf der Erde nicht fallen, sondern steigen, und zu dieser Schlussfolgerung führen auch die geologischen und paläontologischen Tatsachen vor und während der Tertiärzeit.

21. Die Geoisothermen drangen jetzt also auch auf den Festländern vor und naturgemäss an jenen Stellen am raschesten, wo

Digitized by Google

sich die grössten Massen von Pflanzenresten angesammelt hatten. Wie weit diese in die heissen Regionen gelangten, welche Folgen im allgemeinen und welche Verschiebungen in der Erdrinde im besonderen hierdurch entstanden sind, ist nicht Gegenstand unserer Aufgabe. Es muss nur hervorgehoben werden, dass bei einer beträchtlichen Hitze in ganz geringer Tiefe unter der Erdoberfläche diese dennoch von lebenden Geschöpfen bevölkert sein konnte, was auch an Beispielen aus der Gegenwart leicht zu beweisen ist. Der geologische und paläontologische Befund zeigt, dass die Verkohlung vom Äquator ausgehend allmählich nach den Polen übergriff. Von unserem Standpunkte aus betrachtet heisst das: Wurde den Pflanzen und Tieren das Klima zu heiss, so wanderten sie nach den Polen.

Die Wärmeanstauungen in der Atmosphäre veranlassten zunächst eine rasche Verdunstung des Wassers. Die Kontinente begannen an der Oberfläche allmählich auszutrocknen und während des letzten Zeitabschnittes im Tertiär finden wir, wenigstens in Europa, das Umsichgreifen der Steppen- und Wüstenbildung. In Asien scheinen diese Verhältnisse später aufgetreten zu sein als in Europa, was natürlich mit den obigen Erörterungen nicht im Widerspruch steht.

Während dieser Zeit waren die Gebirge aus dem Meere hervorgetaucht, und ihre Vulkane entwickelten weiter grosse Gasmengen. Zugleich wurden auch grosse Wasser- und Staubmassen herausgeschleudert, welche den sich vorbereitenden Umschwung auf der Erde beschleunigten und verschärften.

Die grossen Wassermengen in der Luft vermochten sich nicht mehr zu halten und es begann eine Zeit beständiger Regengüsse, wodurch nicht nur die Gase dem Erdboden und den Meeren wieder zugeführt wurden, sondern auch eine mächtige Abkühlung Platz griff. Dort, wo infolge von Wärmeausdehnungen grosse Drucke geherrscht hatten, mussten jetzt entsprechende Spannungen entstehen, welche Spaltenbildungen veranlassten.

Die Regengüsse brachten zeitweilig grosse Überschwemmungen hervor, welche die ausserordentliche Ausdehnung der Binnenablagerungen und der Süsswasserbildungen am Ende des Pliozäns erklären; das Abfliessen des Wassers nach den tieferen Teilen der Länder musste viel Gerölle, Schutt und andere angeschwemmte Stoffe liefern, Vorkommnisse, welche für die Diluvialzeit als besonders kennzeichnend gelten.

Für unsere weiteren Betrachtungen können wir den Himalaya heranziehen, welcher früher bedeutend höher gewesen ist als jetzt.

Digitized by Google

Einerseits hat die der Erhebung folgende Abkühlung der inneren Massen ein teilweises Zurückweichen der Aufbuchtung veranlasst, andererseits haben die Regengüsse ungeheuer viel Bestandteile herabgeschwemmt, welche jetzt am Fusse des Gebirges lagern, zum Teil auch durch die reissenden Flüsse weit fortgeführt wurden. Die Regen kühlten die Atmosphäre ab, aber die Kontinente, besonders die Gebirge, enthielten noch grosse Mengen Wärme aufgespeichert, wodurch weitere Wassermengen verdampft werden konnten. Die vulkanische Tätigkeit dauerte gleichfalls fort und beim Auftauchen von neuen Vulkanen wurden auch ihrerseits grosse Mengen von Wasserdampf und Staub in die Luft gesendet, welche immer wieder Regen und damit weitere Abkühlung der Atmosphäre veranlassten, bis der Regen in Schnee verwandelt wurde und das tiefe Minimum nochmals zur Geltung gelangte, welches bereits in der Permzeit versucht hatte die Herrschaft zu erringen. (Man vergl. § 8.)

Damit war die diluviale Eiszeit hereingebrochen, welche auf den Gebirgen begann und allmählich weite Strecken der Kontinente ergriff.

22. Die unter einer geeigneten Atmosphäre aufgespeicherten Wärmemengen des Erdreiches wurden also fortgeführt. Aber die Wärme entstammte den obersten Schichten, während neue Wärme aus dem Inneren nachdrang, welche die Gletscher zum Rückzuge nötigte. Auch waren durch die Niederschläge die Staubteilchen aus der Luft entfernt worden, so dass in ihr gemäss § 5 immer noch grosse Mengen von Kohlensäure verblieben, welche eine Glashauswirkung ausübten.

Vielleicht haben auch die Schrumpfungen der Erdrinde jener Zeit insofern einen Einfluss ausgeübt, als durch die entstehenden Spalten und Ausbrüche neue grosse Kohlensäuremengen in die Luft gelangten. Auch die Massendefekte müssen in der ersten Zeit der Vereisung am meisten abgenommen und durch Einstürze grosse Kohlensäuremengen rasch in Freiheit gesetzt haben. Auf diese Weise wurde die Luft zum zweiten Male mit Wasserdampf und Kohlensäure stark angereichert und vermochte wiederum Wärme anzustauen. Der vulkanische Staub jedoch machte diesen Wasser- und Wärmestauungen in der Atmosphäre bald ein Ende und es begann eine zweite Regenperiode, welche mit einem zweiten Vordringen der Vereisung endete. So vollzog sich hier ein gewisser Kreislauf mehrmals je nach den Bedingungen, unter welchen der betrachtete Erdteil stand.

Es soll nochmals darauf hingewiesen werden, dass die Temperatur an der Erdoberfläche durchaus polar sein konnte, während in geringen

Digitized by Google

Tiefen sich beträchtliche Selbsterwärmungen vollzogen, welche allerdings im Diluvium viel schwächer gewesen sein müssen als in der Tertiärzeit. Allmählich gelangte die Erde zur Ruhe; die vulkanischen Ausbrüche verminderten sich, die Erde nahm mehr und mehr Wasser auf und die Atmosphäre wurde klarer, wodurch die Sonnenwirkung sich vermehrte und das jetzige Zeitalter eingeleitet wurde.

2. Die früheren Eiszeiten und Ausblicke auf die Zukunft.

23. Die Verhältnisse, welche in den letzten Paragraphen geschildert worden sind, treffen wir schon in früheren Zeitaltern an, indem das Cambrium, das Silur und das Devon der Trias, dem Jura und der Kreide entsprechen, während Karbon und Perm dem Tertiär und Quartär gleichgestellt werden müssen. Denn wir finden auch im frühen Paläozoikum bedeutende Sedimente und eine erstaunliche Entwickelung von tierischen Lebewesen in den Meeren. Wie massenhaft müssen die Organismen damals vorhanden gewesen sein, wenn man zum Vergleich die rezenten Sedimente heranzieht mit ihren seltenen Einschüssen!

Nach dem Rückzuge der devonischen Transgression folgte zunächst langsam dann immer schneller eine ebenso erstaunliche Entwickelung der Pflanzenwelt, welche mit der Verkohlung der letzteren endigte und in die permische Eiszeit hinüberführte. Während der Erwärmung floh das Leben wahrscheinlich auch damals nach den Polen, bei der darauf folgenden Abkühlung kehrte es wieder nach niedrigeren Breiten zurück, was auch im Tertiär geschah. Der Unterschied gegenüber den Vorgängen während des Mesozoikums bis zum Diluvium bestand darin, dass die Erde noch weniger abgekühlt war, also auch eine dünnere Rinde haben musste. Jede Sedimentation sowie jede Anhäufung organischer Massen konnten infolgedessen sehr leicht tektonische Umgestaltungen der Erdrinde verursachen. Aber die geringere Starrheit der Erdrinde verhinderte auch die Bildung so hoher Gebirge wie im Tertiär.

24. Ob eine Eiszeit in der vorkambrischen Epoche aufgetreten ist, hat die Geologie noch nicht mit Sicherheit festgestellt. Die Annahme einer solchen ist berechtigt, wenn man sich vergegenwärtigt, dass die in den ältesten Gesteinschichten als Anthrazit und Graphit vorhandenen Reste einer Flora angehören, die eine ausserordentlich weite Verbreitung gehabt haben muss. In der Bruttemperatur der weiter zurückliegenden Zeiten wird sie zweifellos eine Entfaltung aufgewiesen haben, welche diejenige des Karbons übertraf. Die Be-

Digitized by Google

schaffenheit der kristallinischen Schiefer lässt vermuten, dass eine Reihe Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit und Graphit besteht, deren einzelne Glieder ihren Ursprung nicht allein den grossen Zeiträumen, sondern vielmehr noch solchen Wärmeanstauungen verdanken, die sie zum Teil selbst verursacht haben.

25. Wir kommen jetzt zu einer Angelegenheit, welche wir nicht in der Lage sind, zufriedenstellend zu entwickeln, weil das erforderliche Tatsachenmaterial fehlt. Bekanntlich sind auf der südlichen Halbkugel und in den Tropen Beobachtungen gemacht worden, welche zu dem Schlusse zwingen, dass hier die Eiszeit des Perm hereinbrach und sich eine dem Mesozoikum angehörende Pflanzenwelt entwickelte zu einer Zeit als auf der nördlichen Halbkugel die Flora des Karbons noch in der höchsten Blüte stand.

Wir vertreten die Ansicht, dass zwei Ursachen vorhanden gewesen sind, welche die merkwürdige Verwickelung hervorbrachten. Die erste Ursache bestand darin, dass die Sonne zwar keine wesentlichen Lichtmengen auf die Erde sendete, dass aber die Summe von Sonnenwirkung und Erdwärmewirkung auf die Atmosphäre am Äquator grösser gewesen ist als an den Polen, wenn auch die Unterschiede wesentlich geringer gewesen sind als heute; die Folge davon war, dass die Entwickelung am Äquator rascher fortschritt, dass sich die Erwärmungen am Äquator früher einstellten als in höheren Breiten, dass diese erst in Mitleidenschaft gezogen wurden als die Tropengegenden sich bereits abzukühlen begannen.

Als dann die Geoisothermen in den höheren Breiten ein Maximum des Vordringens zeigten, gaben die Gegenden in den Tropen bereits das Bild der neuen Flora, die ihrerseits wieder nach den höheren Breiten wanderte.

Hiernach hätte eine gleichmässige Wanderung der tierischen und der pflanzlichen Lebewesen vom Äquator nach den Polen erfolgen müssen; diese ist aber nicht aufgetreten, sondern die beiden Halbkugeln der Erde zeigten Verschiedenheiten, welche unserer Vermutung nach folgenden Grund haben.

26. Infolge irgendwelcher Vorgänge hat die nördliche Halbkugel mehr Ländermassen aufzuweisen als die südliche. Von unserem Standpunkte aus könnten wir sagen, dass die Ansammlung von Lebewesen zu irgend einer Zeit auf der nördlichen Halbkugel grösser gewesen sei als auf der südlichen, dass an der Stelle der grössten organischen Entwickelungen auch die Kontinente emporgehoben wurden. Wir

Digitized by Google

stellen hier aber nicht eine Behauptung auf, sondern es soll nur auf die Möglichkeit verwiesen werden. Vielleicht ist die Untersuchung der kristallinischen Schiefer in bezug auf ihre Mächtigkeit in den einzelnen Kontinenten geeignet, über diesen Punkt einige Aufklärung zu liefern. Für unsere weiteren Betrachtungen haben wir nicht mit den Gründen, sondern mit der Tatsache und ihren Folgen zu tun.

Seit diesem grössten Ereignis der Erdgeschichte hat die Abkühlung der Erde einen unregelmässigen Verlauf genommen. Denken wir uns die feste Oberfläche der Erde in der Vorzeit sowohl auf dem Meeresboden als auch direkt unter der Atmosphäre mit sehr schlecht leitenden Stoffen bedeckt, die ausserdem auch noch die Fähigkeit zur Wärmeerzeugung besitzen, dann werden sich Meer und Atmosphäre viel rascher abgekühlt haben als die Erde. Da aber der Übergangskoeffizient für Wärme von Land zu Wasser beträchtlich grösser ist als der von Land zu Luft, so wird im ersteren Falle ein stärkeres Temperaturgefälle aufgetreten sein. Aus diesen Überlegungen, welche sich mit denjenigen am Ende des § 18 decken, scheint uns hervorzugehen, dass die wasserreiche südliche Halbkugel schneller abkühlen musste als die nördliche.

Auch die südlichen Teile der grossen Kontinente mussten von dieser Abkühlung beeinflusst werden. Mit dem Auftreten der Sonnenwirkung begann dieser Unterschied sich zu verringern[1]). Bei diesen Schlussfolgerungen sehen wir allerdings von verschiedenen Verwickelungen ab, weil sie unserer Ansicht nach das Ergebnis der Betrachtung nicht wesentlich verschieben.

Damit wäre der zweite Grund geliefert, den wir für das Auftreten der merkwürdigen Tatsachen im Perm suchten.

Oben wurde die Behauptung aufgestellt, dass das Leben auf der Erde eine Funktion der Erdabkühlung sei. Dort, wo die Erde sich rascher abkühlte, musste die Entwickelung der Geschöpfe und ihre Variation rascher von statten gehen und so finden wir im Süden eine Flora vor, welche im Norden erst später erschien. —

Im Anschlusse an die vorstehenden Erörterungen hätten wir gern noch eine Übersicht über die vermutlichen Temperaturschwankungen in den verschiedenen Zeitaltern gegeben. Die Schwierigkeiten jedoch,

---

[1]) Im Gegensatz hierzu wird gegenwärtig vielfach die Ansicht vertreten, dass gerade die Verschiedenheit der Sonnenwirkung während des Perihels und Aphels den Unterschied des Klimas auf beiden Halbkugeln veranlassen soll.

Digitized by Google

die sich einer solchen Aufgabe entgegenstellen, sind so erheblich, dass vorläufig an ihre Überwindung nicht zu denken ist.

Nur soviel lässt sich behaupten, dass es zwischen den grossen Max. und Min., über welche wir gesprochen haben, kleinere gegeben hat, welche auf die gleichen Ursachen zurückzuführen sind. Ausser den eigentlichen grossen Eiszeiten hat es andere, aber immer mit den grossen Meerestranspressionen im Zusammenhang stehende Perioden der Abkühlung gegeben; und ausser den grossen Verkohlungszeiten hat es zeitlich und örtlich enger begrenzte Kohlen und Erdöl bildende Erwärmungsperioden gegeben, wofür die Geologie reichlich Belege liefert.

27. Vielleicht wird die Frage auftauchen, ob von unserem Standpunkte aus die Erde einer abermaligen Eiszeit entgegengeht. Hierauf kann naturgemäss keine bestimmte Antwort gegeben werden. Wir haben gesehen, dass die irdischen Umwälzungen sich auf dem Boden der Meere vorbereiten. Wir können uns vorstellen, dass der Globigerinenschlamm und die verschiedenen anderen Absätze des Meeres die geothermische Tiefenstufe verändern, indem das Temperaturgefälle sich verstärkt. Hierdurch wird die Erdrinde dünner. Sie ist aber ausserdem noch wesentlich schwächer, weil die Geoisothermen die früher im festen Gestein verliefen, jetzt durch Sedimente von geringerer Festigkeit gehen. Neigt die Erde zur Schrumpfung, dann werden diese Teile emporgepresst und zwar wahrscheinlich höher und mit weniger Überschiebungen verbunden als in früheren Zeiten, weil die Erdrinde fester geworden ist. Alle Vorgänge werden sich wiederholen, die oben geschildert wurden, bis auf die Kohlenbildung. Diese wird ausbleiben, weil die Wärmeabgabe der Erde zu gering geworden sein wird, um unter der Atmosphäre selbst bei günstigen Bedingungen beträchtliche Wärmeanstauungen zu veranlassen. Das Klima wird infolge der vulkanischen Staub- und Wassermassen, welche die Glashauswirkung der Kohlensäure nicht zur Geltung kommen lassen, direkt in eine Eiszeit übergehen, ohne dass vorher erhebliche Temperaturerhöhungen stattfinden.

28. Schlussbemerkungen. Mit den vorstehenden Erörterungen haben wir unsere Ansicht über das Entstehen der Eiszeiten in aller Kürze niedergelegt. Die Begründungen sind zwar mehr als dürftig, wenn man das gewaltige Tatsachenmaterial berücksichtigt, welches in der geologischen Literatur aufgespeichert ist und welches sich mit Hilfe des entwickelten Gedankenganges vielfältig leicht behandeln und deuten lässt. Wir mussten jedoch auf die Besprechung

Digitized by Google

von Einzelheiten verzichten, weil sich in jedem Falle ein Buch entwickelt hätte, für dessen Abfassung die Zeit nicht zur Verfügung steht.

Das gesamte Ergebnis wollen wir zum Schlusse zusammenfassen: Die unmittelbare Ursache der Eiszeiten waren dauernde Bewölkung und dauernde Niederschläge, welche die Sonnenwirkung schwächten, die Erdwärme in die höheren Teile der Atmosphäre führten und so eine grosse Abkühlung erzeugten.

Die Ursache der Niederschläge waren vulkanische Staubteilchen, welche die in der Luft befindlichen grossen Wassermengen kondensierten.

Die Ursache des besonders starken Vulkanismus und der grossen Wasseransammlungen in der Atmosphäre waren zunächst die grossen Sedimentationen und die Selbsterwärmungen von tierischen Lebewesen auf dem Meeresboden, dann die Selbsterwärmungen der angehäuften Pflanzenreste und der Süsswasserfauna auf den Kontinenten.

Digitized by Google

XII.

On the British Earthquakes of the Years 1901—1907.

By

Charles Davison, Sc. D., F. G. S.

With 19 figures in text.

In a paper published in the "Beiträge zur Geophysik" (Bd. V., Heft 2, pp. 242—312), I gave an account of the British earthquakes felt during the years 1889—1900. The present paper continues the account for the next seven years (1901—1907), being based on the following memoirs:

1. The Carlisle earthquakes of July 9th and 11th, 1901. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 58, 1902. pp. 371—376.

2. The Inverness earthquake of September 18th, 1901, and its accessory shocks, *Ibid*, pp. 377—397.

3. The Derby earthquakes of March 24th and May 3rd, 1903. *Ibid*, vol. 60, 1904, pp. 215—232.

4. The Caernarvon earthquake of June 19th, 1903, and its accessory shocks. *Ibid*, pp. 233—242.

5. The Penzance earthquake of March 3, 1904. Geol. Mag., vol. 1, 1904, pp. 487—490.

6. On some minor British earthquakes of the years 1901—1903. *Ibid*, pp. 535—542.

7. The Leicester earthquakes of August 4th, 1893, and June 21st, 1904. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 61, 1905, pp. 1—7.

8. The Derby earthquakes of July 3rd, 1904. *Ibid*, pp. 8—17.

Digitized by Google

9. The Doncaster earthquake of April 23rd, 1905. *Ibid*, vol. 62, 1906, pp. 5—12.

10. The Swansea earthquake of June 27th, 1906. *Ibid*, vol. 63, 1907, pp. 351—361.

11. The Ochil earthquakes of September 1900 to April 1907, *Ibid*, pp. 362—374.

For the explanation of terms, scale of intensity, list of sound-types, etc., and for an account of the methods of investigation employed, I may refer to my papers already published in the "Beiträge":

On the British earthquakes of the years 1889—1900. Bd. V, Heft 1, pp. 242—312.

The investigation of earthquakes Bd. IX, Heft 2, pp. 201—236.

1—4. Carlisle Earthquakes: July 9—11, 1901.

1. *July 9, 1901*: *Principal earthquake.* Time of occurrence, 4,23 p. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 54° 47,8′ N., long. 3° 0,4′ W.; Number of records 267, from 155 places, and negative records from 50 places (Fig. 1).

The two continuous lines on the map (Fig. 1) are isoseismals of intensity 5 and 4. The isoseismal 5 is very nearly a circle, 47 kms. in diameter, and 1710 sq. kms. in area. Its centre is situated at a point 11 kms. S.S.W. of Carlisle. The isoseismal 4 is an elongated ellipse, 106 kms. long, 74 kms. wide, and 6190 sq. kms. in area, its longer axis being directed N. 5° E. The distance between the isoseismals is 8 kms. on the west side and 16 kms. on the east side. The shock was also felt at several places lying between 3 and 14 kms. outside the isoseismal 4. The disturbed area must therefore have contained more than 7800 sq. kms. The excentricity of the isoseismal 5 with respect to the isoseismal 4 is the most peculiar feature of these lines. On the north, the distance between them is 16 kms., and on the south 43 kms., the distance between their centres being about 14 kms. If, however, an isoseismal line of intensity between 4 and 5 could have been drawn, this line would have consisted of two detached portions, one surrounding the isoseismal 5, and the other including Grasmere and the neighbourhood, for, in this district, there is evidence of a distinct increase in the intensity of the shock.

In the central portion of the disturbed area, the shock consisted of a single continuous series of vibrations, containing two maxima

Digitized by Google

of intensity, with intervening weaker motion and fainter sound. At a short distance from the longer axis, the intervening vibrations were imperceptible to many observers, and the shock consisted of two detached series of vibrations, separated by an interval of about 3 seconds in duration. This double series was perceived over an area almost coincident with that bounded by the outer broken line on the map (Fig. 1), outside which the shock consisted once more of a single series of vibrations. The average of 37 estimates of the duration is 4,1 seconds.

The sound was heard all over the distnrbed area and by 90 per cent. of the observers, a percentage which varies very slightly in different parts of the disturbed area. It is evident, however, from the descriptions, that there were two regions in which the sound was of maximum intensity, one lying within the isoseismal 5, the other including Grasmere and the surrounding villages, at several of which the intensity of the shock was greater than in the surrounding country. The soundwas compared to passing waggons, etc., in 33 per cent. of the records, to thunder in 35 per cent., to wind in 6, to loads of stones falling in 4, to the fall of a heavy body in 7, to explosions in 8, and to miscellaneous sounds in 6 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 60 per cent. of the records, coincided with it in 36, and followed it in 4 per cent.; the epoch of maximum intensity of the sound preceded that of the shock in 25 per cent. of the records, and coincided with it in 75 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 11 per cent. of the records, coincided with it in 63, and followed it in 26 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 58 per cent. of the records and equal to it in 42 per cent.

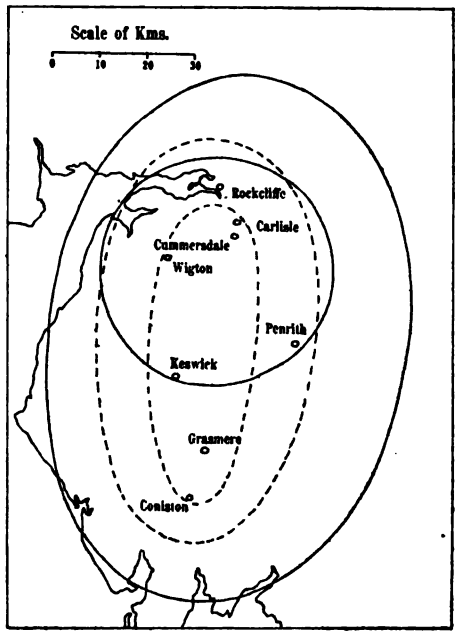


Fig. 1.

Digitized by Google

2. *July 9, 1901.* Time of occurrence, about 4,26 p. m.; Intensity 4; Number of records 4, from 4 places.

A slight shock, lasting about 2 seconds, observed at Carlisle, Cummersdale, Rockcliffe and Wigton, and at the last two places accompanied by sound. The focus was evidently close to the centre of the isoseismal 5, that is, to the nothern epicentre, of the principal earthquake.

3. *July 9, 1901.* Time of occurrence, 4,45 p. m.; Intensity 4; Centre of disturbed area in lat. 54° 40,2′ N., long. 3° 2,4′ W.; Number of records 64, from 44 places, and negative records from 59 places (Figure 1).

The two broken lines on the map (Figure 1) refer to this earthquake. The inner line, an isoseismal of intensity 4, is an elongated oval, 60 kms. long, 21 kms. wide, and includes about 984 sq. kms. The outer broken line, which forms the boundary of the disturbed area, and is the more accurately drawn of the two curves, is 82 kms. long, 45 kms. wide, and contains 2927 sq. kms. The longer axis is directed N, 4° E., and the centre of the curve lies 10 kms. northeast of Keswick. The position of this line with regard to the isoseismal of the first shock shows that it must coincide closely with an isoseismal of intensity slightly greater than 4 of that earthquake.

In all parts of the disturbed area, the shock consisted of a single series of vibrations, which gradually increased in intensity and then died away. There is no evidence of any discontinuity in the shock, or of the existence of more than one maximum of intensity. The mean duration of the shock was 3,4 seconds.

The sound was heard by 86 per cent. of the observers, and at four places outside and to the west of the disturbed area. Comparisons are made to passing waggons, etc., in 46 per cent. of the records, to thunder in 33, to explosions in 17, and to miscellaneous sounds in 4 per cent.

4. *July 11, 1901.* Time of occurrence, about 11,10 p. m.; Number of records 2, from 2 places.

A slight tremor was observed at Coniston and Mirehouse (near Keswick). It is probable that the focus was not far from the southern epicentre of the first shock.

Doubtful Minor Shocks. In addition to the above, the following are reported by single observers:

Digitized by Google

Day	Hour	Place	Nature
July 9	ab. 3 p. m.	Loweswater	Slight shock
„ 10	ab. 1.30 p. m.	Crosthwaite	Slight shock, without sound.
„ 12	ab. 2 a. m.	„	„ „ „ „
„ 14	ab. 11 p. m.	„	„ „ „ „

Origin of the Carlisle earthquakes. The mean direction of the originating fault is N, 5° E., and its hade (as shown by the relative position of the isoseismals and the overlapping of the disturbed by the sound-area in the third shock) is towards the east. There is no sign of such a fault in the surface rocks.

The first earthquake was a twin earthquake, the centres of the two foci being about 37 km. apart. The movement in the northern focus was much the more pronounced, and throughout the interfocal region there was a slight displacement. Three minutes later, a small slip occurred in the northern focus, and, about twenty minutes later still, one of greater importance took place in the interfocal region. After a little more than two days, a very slight movement occurred in or near the southern focus, and it is possible that other small slips may also have occurred in the interfocal region of the fault on July 10, 12 and 14.

5—23. Inverness Earthquakes: Sep. 16—Nov. 15, 1901.

5. *Sep. 16, 1901: Fore-shock.* Time of occurrence, 6,4 p. m.; Intensity 4; Centre of disturbed area in lat. 57° 24,9′ N., long. 4° 18,5′ W.; Number of records 9, from 9 places.

The disturbed area is nearly circular in form, about 19 kms. in diameter, and contains about 174 sq. kms. Its centre lies about 2½ kms. south of Dochgarroch. The shock was extremely slight, and the sound faint though more prominent than the tremor.

6. *Sep. 18, 1901: Principal earthquake.* Time of occurrence, 1,24 a. m.; Intensity 8; Centre of isoseismal 8 in lat. 57° 26,8′ N., long. 4° 15,8′ W.; Number of records 710, from 381 places, and 77 negative records from 69 places (Figure 2).

Isoseismal Lines and Disturbed Area. On the map of the earthquake (Fig. 2) are shown five isoseismal lines of intensities 8 to 4. The isoseismal 8 is probably the only curve of the series that is accurately drawn throughout. In every other case, owing to the scarcity of observations from the west of Scotland, there are portions which must be regarded as doubtful. These are indicated by broken

Digitized by Google

lines. The dimensions of the isoseismal lines are given in the following table.

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
8	19	11	174
7	86	56	3885
6	169	140	18900
5	253	230	44000
4	346	319	85000

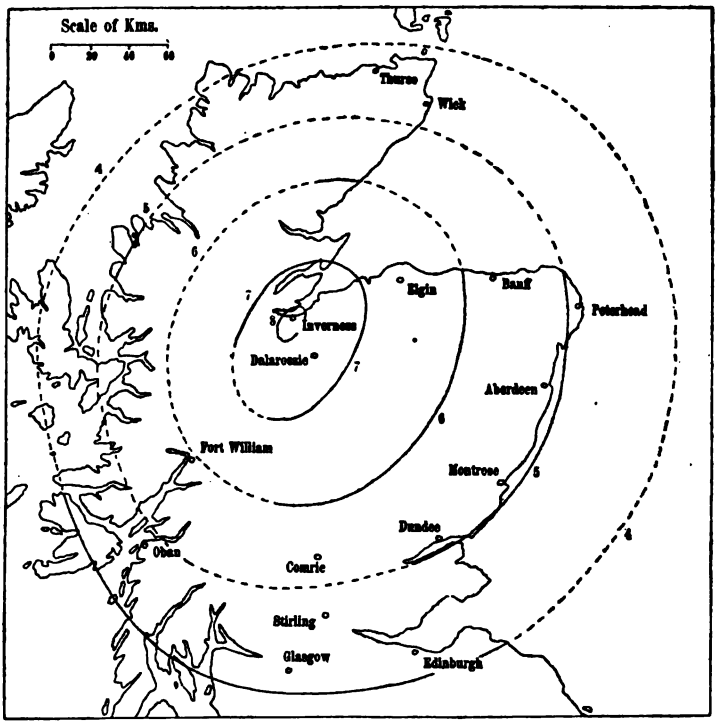


Fig. 2.

The longer axes of the isoseismals 8 and 7 are directed N. 32° E. and N. 33° E. respectively, the centre of the former being 2½ kms. E.N.E. of Dochgarroch. The distances between successive pairs of isoseismals towards the southeast and northwest are respectively 22 and 14 kms., 50 and 35 kms., 56 and 35 kms., and 56 and 32 kms.

Nature of the Shock. Throughout the disturbed area, the shock consisted of two distinct parts, the second being of greater intensity and duration than the first, and consisting of vibrations of longer

Digitized by Google

period. Near the epicentre, the interval between the parts was occupied by a tremulous motion; but, at a distance, this motion became imperceptible, and the parts were separated by an interval of rest and quiet lasting 2 or 3 seconds. The mean duration of the shock, according to observers who were awake at the time, was 4,7 seconds.

It is evident that the two series of vibrations were produced by two distinct impulses, the stronger impulse succeeding the other after an interval of a few seconds. It is possible that the corresponding foci were nearly or quite detached; but it is more probable, I think, that the focus of the earlier impulse was overlapped by, or included within, that of the second.

Sound-phenomena. The boundary of the sound-area lies between the isoseismals 5 and 4, and must have contained about 70000 sq. kms. Throughout the whole disturbed area, 84 per cent. of the observers heard the sound, the percentage within the county of Inverness being 93. In 39 per cent. of the records the sound was compared to passing waggons etc., in 25 per cent. to thunder, in 14 to wind, in 8 to loads of stones falling, in 3 to the fall of a heavy body, in 4 to explosions, and in 7 per cent. to miscellaneous sounds.

The beginning of the sound preceded that of the shock in 72 per cent. of the records, coincided with it in 20, and followed it in 8 per cent.; the instant when the sound was loudest preceded that when the shock was strongest in 20 per cent. of the records, coincided with it in 73, and followed it in 7 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 15 per cent. of the records, coincided with it in 34, and followed it in 52 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 78 per cent. of the records, equal to it in 18, and less than it in 4 per cent.

Earth-fissure. An unusual effect of the earthquake, for this country, was a long crack in the northern bank of the Caledonian Canal, near Dochgarroch. It was formed in the middle of the towing path, and could be traced at intervals for a distance of 550 metres, being often a mere thread, and in no place much more than a centimetre in width.

7. *Sep. 18, 1901.* Time of occurrence, about 1,35 a. m.; Intensity about 4; Centre of disturbed area in lat. 57° 24.9′ N., long. 4° 16,8′ W.; Number of records 7, from 7 places (Fig. 3).

Digitized by Google

The boundary of the disturbed area is nearly circular in form, being about 17 kms. in diameter, and containing about 207 sq. kms. Its centre is about 3 kms. southeast of Dochgarroch. The shock was very slight, and the sound a low rumble like distant thunder.

8. *Sep. 18, 1901.* Time of occurrence, about 2 a. m.

A slight shock, accompanied by a noise like distant thunder, was felt at Glenmazeran, near Dalarossie, in the valley of the Findhorn.

9. *Sep. 18, 1901.* Time of occurence, about 2.30 a. m.

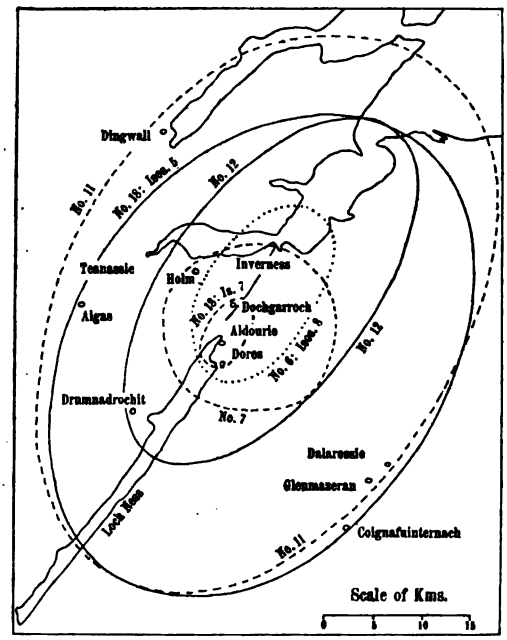


Fig. 3.

A slight tremor was felt at Inverness and Abersky, and at the latter place was accompanied by a noise like that of a passing waggon.

10. *Sep. 18, 1901.* Time of occurrence, about 3 a. m.

A tremor only was observed at the Inverness District Asylum 3 kms. W.S.W. of Inverness, and a slight rumbling at Aigas (near Beauly).

11. *Sep. 18, 1901.* Time of occurrence, 3.56 a. m.; Intensity not less than 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 57° 25.3′ N., long. 4° 15.9′ W.; Number of records 90, from 43 places (Fig. 3).

This was the most important of the whole series of after-shocks. The observations, though numerous, are not full enough to determine more than one isoseismal, that of intensity 5. Its length is 61 kms., width 40 kms., and the contained area about 1940 sq. kms. The centre is situated 3 kms. E.S.E. of Dochgarroch. The longer axis is directed approximately N. 35° E.

The shock consisted of two or three distinct oscillations, the mean duration being 2 1/2 seconds. At Dochgarroch and Inverness, these vibrations seemed to be nearly vertical.

Digitized by Google

The sound was heard by 62 per cent. of the observers. It was compared to passing waggons, etc. in 14 per cent. of the records, to thunder in 43 per cent., to wind in 14, to the fall of a heavy body in 7, to explosions in 14, and to miscellaneous sounds in 7 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 62 per cent. of the records, coincided with it in 25, and followed it in 12 per cent.; while the end of the sound coincided with that of the shock in 17 per cent., and followed it in 83 per cent. of the records. The duration of the sound was generally greater, and never less than, that of the shock.

12. *Sep. 18, 1901.* Time of occurrence, 9 a. m.; Intensity 5; Centre of disturbed area in lat. 57° 27.0′ N., long. 4° 15.1′ W.; Number of records 20 from 18 places (Fig. 3).

The disturbed area of this shock is elliptical in form, and is 40 kms., long, 20 kms. wide, and 648 sq. kms. in area. Its longer axis is directed N. 36° E., and its centre is 3 kms. E.N.E. of Dochgarroch.

The shock consisted of a single series of vibrations, and was accompanied by a sound compared either to a passing vehicle, thunder, or the discharge of cannon.

13. *Sep. 23, 1901.* Time of occurrence, about 7.30 a. m.; Number of records 4, from 4 places.

The shock was very slight, of intensity probably less than 4. The sound resembled the rumbling of a coach or the discharge of cannon. The epicentre lay probably in the neighbourhood of Dochgarroch.

14. *Sep. 26, 1901.* Time of occurrence, 11.40 a. m.; Intensity 4; Number of records 3, from 3 places.

The shock was felt at Dores and Holm. At Drumälan (near Drumnadochit) there was no tremor, and the sound was like that of a train passing.

15. *Sep. 27, 1901.* Time of occurrence, 1.47 p. m.; Intensity 5; Number of records 2, from 2 places.

The shock was felt at Holm and Aigas. The accompanying sound resembled that of distant cannon.

16. *Sep. 28, 1901.* Time of occurrence, about 4 a. m.; Intensity 5.

A shock, felt at Inverness.

Digitized by Google

17. *Sep. 29, 1901.* Time of occurrence, 9. 6 p. m.; Intensity 4; Centre of disturbed area in lat. 57° 26.1′ N., long. 4° 17.0′ W.; Number of records 6, from 5 places.

The places where this earthquake was observed lie within an area which is probably circular in form, about 13½ kms. in diameter, and including about 148 sq.kms. The centre is 1½ kms. east of Dochgarroch. The shock was slight, and the sound faint and of brief duration.

18. *Sep. 30, 1901.* Time of occurrence 3.39 a. m.; Intensity 7; Centre of isoseismal 7 in lat. 57° 24.5′ N., long. 4° 19.3′ W.; Number of records 54, from 33 places (Fig. 3).

On the map are shown the isoseismals 7 and 5. The isoseismal 7 is 8 kms. long, 4 kms wide and contains about 26 sq.kms. Its centre is 3 kms. S. by W. of Dochgarroch. The isoseismal 5 is 53 kms. long, 37 kms. wide, and 1540 sq.kms. in area, its longer axis being directed N. 34° E. The distance between the isoseismals 7 and 5 is 13 kms. on the northwest and 20 kms on the southeast side.

The mean duration of the shock was 3 seconds.

The sound was heard by 80 per cent. of the observers, and was compared to passing waggons, etc., in 25 per cent. of the records, to thunder in 50 per cent., to wind in 4, to loads of stones falling in 4, to explosions in 8, and to miscellaneous sounds in 8 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 61 per cent. of the records and coincided with it in 39 per cent.; while the end of the sound precedet that of the shock in 16 per cent. of the records, coincided with it in 28, and followed it in 56 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 78 per cent. of the records, and equal to it in 22 per cent.

19. *Oct. 1, 1901.* Time of occurrence, about 4.35 a. m.; Intensity 5; Number of records 2, from 2 places.

A shock, preceded, accompanied and followed by a sound like thunder, was felt at Dalarossie and Coignafuinternach.

20. *Oct. 6, 1901.* Time of occurrence, 4.24 a. m.; Intensity 5; Number of records 2, from 2 places.

The shock was felt at Dochgarroch (intensity 5) and Holm. The epicentre was probably close to Dochgarroch.

21. *Oct. 13, 1901.* Time of occurrence, 4.24 p. m.; Intensity, probably 4; Centre of disturbed area in lat. 57° 26.1′ N., long. 4° 18.0′ W.; Number of records 7, from 5 places.

The disturbed area is 13 kms. long, 9 kms. wide, and contains about 90 sq.kms. Its centre is about ½ km. southeast of Dochgar-

Digitized by Google

roch. Its axis is approximately parallel to the axes of the isoseismals of previous earthquakes. The shock consisted of two or three vibrations, and was accompanied by a loud report.

22. *Oct. 22, 1901.* Time of occurrence, about 10.15 a. m.; Number of records 2, from 2 places.

An earth-sound was heard at Aldourie and Drumnadrochit, accompanied at the former place by a very weak tremor. The focus probably lay beneath Loch Ness. Eight or nine sounds are reported from Aldourie between 9.45 a m. and noon this day.

23. *Nov. 15, 1901.* Time of occurrence, about noon.

An underground rumbling sound was heard by several persons at Dochgarroch.

Doubtful Minor Shocks. — Besides the above, which are recorded by several or many observers, the following are reported by single observers, the first two being fore-shocks and the rest after-shocks.

Day	Hour	Place	Nature
Sept. 17	11 p. m.	Inverness	A quivering
„ 18	1.15 a. m.	Dochgarroch	A tremor and sound
„ 18	ab. 6.25 a. m.	Inverness	Noise
„ 18	noon	Inverness District Asylum	Tremor
„ 18	ab. 11.25 p. m.	Inverness	Rumbling sound
„ 20	4 p. m.	Dores	Slight shock
„ 21	10.45 a. m.	Holm	Shock and sound
„ 21	11.20 a. m.	„	„ „ „
„ 21	3.15 p. m.	„	„ „ „
„ 22	9 a. m.	Teanassie	„ „ „
„ 24	5.15 a. m.	Holm	„ „ „
„ 24	7.10 a. m.		„ „ „
„ 24	4.20 p. m.		„ „ „
„ 26	8.8 a. m.		„ „ „
„ 26	9.25 a. m.		„ „ „
„ 26	9.39 p. m.		„ „ „
„ 28	11.50 a. m.	Glen Urquhart	„ „ „
„ 28	1.40 p. m.	Loch Ness (observer in boat)	Slight tremor
„ 29	ab. 4.30 a. m.	Inverness	Slight shock and sound
„ 29	11 p. m.	Aigas	Rumbling sound
„ 29—30	night	Drumalan	Two slight shocks
„ 30	ab. 4.10 a. m.	Aldourie	Slight shock
Oct. 1	ab. 3 p. m.	Dalarossie	Faint sound
„ 1	5.6 p. m.	Holm	Shock and sound
„ 2	2.7 p. m.	„	„ „ „
„ 9	7.40 p. m.	Dalarossie	Shock (int. about 5) and sound

Digitized by Google

Day	Hour	Place	Nature
Oct. 12	8.40 a. m.	Dochgarroch	Shock (int. about 5) and sound
„ 12	12.56 p. m.	Holm	Slight shock
„ 12	ab. 4 p. m.	Inverness	Shock
„ 13	12.30 p. m.	Dalarossie	Slight sound
„ 13	ab. 5.30 p. m.	Holm	Shock
„ 14	1 a. m.	Inverness	Shock and sound
„ 14	5 p. m.	Dochgarroch	„ „ „
„ 22	5.30 a. m.	Drumnadrochit	Tremor
„ 22	12.55 p. m.	„	Sound
„ 22	8.20 p. m.	Bunchrew	Tremor and sound
„ 22	8.25 p. m.	„	Rumbling sound
Nov. 5	12.12 a. m.	Dalarossie	„ „
„ 15	night	Near end of Loch Nees	„ „
„ 21	„	Dochgarroch	Slight vibration and sound.

Sound-phenomena of After-shocks. The percentage of audibility of all the after-shocks is 77, and, excluding the stronger shocks of Sep. 18, 3.56 a. m. and Sep. 30, it is 85; showing that the sound, though fainter than that which accompanied the principal earthquake was nevertheless a comparatively important feature. Taking all the after-shocks together, the sound is compared to passing waggons, etc., in 26 per cent. of the records, to thunder in 43 per cent., to wind in 7, to loads of stones falling in 2, to the fall of a heavy body in 2, to explosions in 17, and to miscellaneous sounds in 3 per cent. Omitting the two strong after-shocks, the corresponding figures are passing waggons etc. 33, thunder 33, wind 5, and explosions 28. For the after-shocks reported by single observers, the percentages are passing waggons, etc., 15, thunder 30, wind 5, fall of heavy body 5, and explosions 45.

Origin of the Earthquakes. From the evidence of the principal earthquake, it may be inferred that the mean direction of the originating fault is about N. 32° E. and its hade to the southeast; from the of the after-shocks of Sep. 18, 9 a. m., and Sep. 30, that the mean direction is N. 36° E., and N. 34° E. respectively, and the hade to the southeast. The axes of the isoseismal lines of the after-shocks of Sep. 18, 3.56 a. m., and Oct. 13 are also approximately parallel to these directions. The fault-line must pass a short distance on the northwest side of the epicentres of the different shocks.

The chief structural feature of the epicentral district is the great boundary fault which runs from Tarbat Ness along the eastern

Digitized by Google

coast of Ross-shire, and then follows the line of the Great Glen. The mean direction of this fault is about N. 35° E. and its hade is to the southeast. The fault-line (see Fig. 3) lies on the northwest side of all the epicentres, so far as they are known, and thus corresponds closely with the fault determined by the seismic evidence.

The first slip of the recent series took place at a spot about a kilometre northeast of the end of Loch Ness; and two others, if we may rely on solitary records, followed farther to the northeast. The removal of these small obstructions helped to equalise the effective stress along several kilometres of the fault, so that the next displacement, which resulted in the principal shock, took place over a region extending nearly from Loch Ness to Inverness, about 8 kms. din length. There were two distinct slips in rapid succession, with continuous slight motion between them, the second being greater in amount and extending over an area which probably overlapped, even if it did not entirely include, that within which the first took place.

Ten minutes afterwards, the first after-slip (no. 7) occurred, near the southwestern margin of the principal focus. In 2¼ hours more, te chief after-slip (no. 11) took place; its centre migrated about a kilometre to the northeast, but, as the focus was several kilometres in length, its southwestern margin extended some distance beyond that of the principal focus. The seat of action was then transferred to the other side of the focus, a long slip (no. 12) taking place after the lapse of about five hours; its centre was approximately 1 km. northeast of the principal centre, and its focus probably extended beyond the northeastern margin of the principal focus. During the next 11½ days there were no important movements; but at the end of that time a small slip (no. 17) occurred about 1½ kms. to the southwest of the principal centre. This was followed, in 6½ hours, by the third long slip (no. 18), the centre of which lay to the southwest of the principal focus, and the slip itself must have extended 3 or 4 kms. beneath Loch Ness. Again, after a further lapse of 13½ days, there was a slip (no. 21), about 3 kms. long, in the immediate neighbourhood of Dochgarroch.

Of the eleven slighter after-shocks recorded by more than one observer, two had no connexion with the boundary-fault, the epicentres of four are undetermined, the epicentre of one lay on the northeast side of the principal centre, and the epicentres of four on the southwest side. Of the after-shocks reported by single observers,

Digitized by Google

8 were noticed at Inverness and Bunchrew, 16 at Dochgarroch and Holm, 3 at Dores, Aldourie, etc., and 6 at and near Drumnadrochit; that is, 8 probably originated on the northeast side of the principal centre and 25 on the southwest side.

Now, the great slip which caused the principal shock, reached nearly from Loch Ness to Inverness, and was greatest at a point about halfway between. The three chief after-slips resulted in an extension of the area of principal displacement in both directions along the fault-surface, the extension towards the northeast being less than a kilometre, and that towards the southwest about 10 kms. The smaller after-slips were most numerous in three regions, one lying about 1 or 1½ kms. southwest of the principal centre, the others near Inverness and Drumnadrochit, which lie near or beyond the terminal regions of the principal focus.

There was also a continuous decrease in the depth of the focus of the six principal after-shocks, for the distances of the epicentres of these shocks from the fault-line are respectively 2.4, less than 2.7, 1.6, 1.0, 0.8 and 0.2 kms.

Sympathetic Earthquakes. Two after-shocks recorded by more than one observer, and four others recorded by only one observer, were felt only at Dalarossie or other places in the valley of the Findhorn, which lies 21 or 22 kms. to the southeast of the boundary-fault. As one of these shocks was of intensity 5, and another little, if at all weaker, they could not have escaped notice at Dochgarroch, Holm, etc., if they originated along the greath fault. They must therefore have been of local origin. The seismic evidence is insufficient to determine the position of any fault, and the district has not yet been carefully surveyed; but it seems probable that the principal slip in the neighbourhood of Inverness may have caused a change of stress as far as the Findhorn valley, in magnitude sufficient to precipitate the small slips which gave rise to the shocks referred to.

24. Crowle Earthquake: Apr. 13, 1902.

Time of occurrence, about 11.50 a. m.; Intensity 4; Centre of isoseismal 4 in lat. 53° 33.4′ N., long. 0° 41.5′ W.; Number of records 34, from 28 places, and 77 negative records from 76 places (Fig. 14).

The isoseismal 4 (represented by the broken-and-dotted line in Fig. 14) is 55 kms. long, 36 kms. wide, and about 1550 sq.kms. in

Digitized by Google

area. Its centre lies 5½ kms. southeast of Crowle, the longer axis being directed E. 25° N. Outside this isoseismal, the shock was felt as far as Beeford (27 kms. to the northeast) and Rawdon (48 kms. to the northwest).

The shock consisted of a single series of vibrations, increasing in intensity to a maximum, and then dying away, its mean duration being about 4 seconds.

The sound was heard by 98 per cent. of the observers, and was compared in 48 per cent. of the records to passing waggons, etc., in 38 per cent. to thunder, and in 14 per cent. to wind. The beginning of the sound preceded that of the shock in 42 per cent. of the records, coincided with it in 50, and followed it in 8 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 10 per cent. of the records, coincided with it in 50, and followed it in 40 per cent.

The origin of this earthquake will be considered in connexion with that of the Doncaster earthquake of Apr. 23, 1905 (no. 49).

25. Strontian Earthquake: Oct. 14, 1902.

Time of occurrence, about 5.15 p. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 56° 44.4′ N., long. 5° 30.5′ W.; Number of records 47, from 38 places, and 38 negative records from 33 places.

The isoseismal 5 is 62 kms. long, 35 kms. wide, and 1635 sq.kms. in area. Its centre is 6½ kms. N. 10° E. of Strontian, and its longer axis is directed E. 36° N. The isoseismal 4 is 79 kms. long, 50 kms. wide, and contains 3050 sq.kms. Its longer axis is parallel to that of the isoseismal 5, the distances between the two curves being 8 kms. towards the northwest and 6½ kms. towards the southeast.

The shock consisted of a single series of vibrations, which increased in intensity and then died away, the mean duration being 3 seconds.

The sound was heard by 98 per cent. of the observers. It was compared to passing waggons, etc., in 43 per cent. of the records, to thunder in 43 per cent., to wind in 3, and to miscellaneous sounds in 11 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 71 per cent. of the records, and coincided with it in 29 per cent.; while the end of the sound coincided with that of the shock in 40 per cent. of the records, and followed it in 60 per cent. In every case, the duration of the sound was greater than that of the shock.

Digitized by Google

26—29. Derby Earthquakes: Mar. 24 — May 3, 1903.

26. *Mar. 24, 1903: Principal Earthquake.* Time of occurrence 1.30 p. m.; Intensity 7 (nearly 8); Centre of isoseismal 7 in lat. 53° 3.1′ N., long. 1° 41.5′ W.; Number of records 1136, from 528 places, 63 negative records from 56 places, and 48 records from 32 mines (Fig. 4).

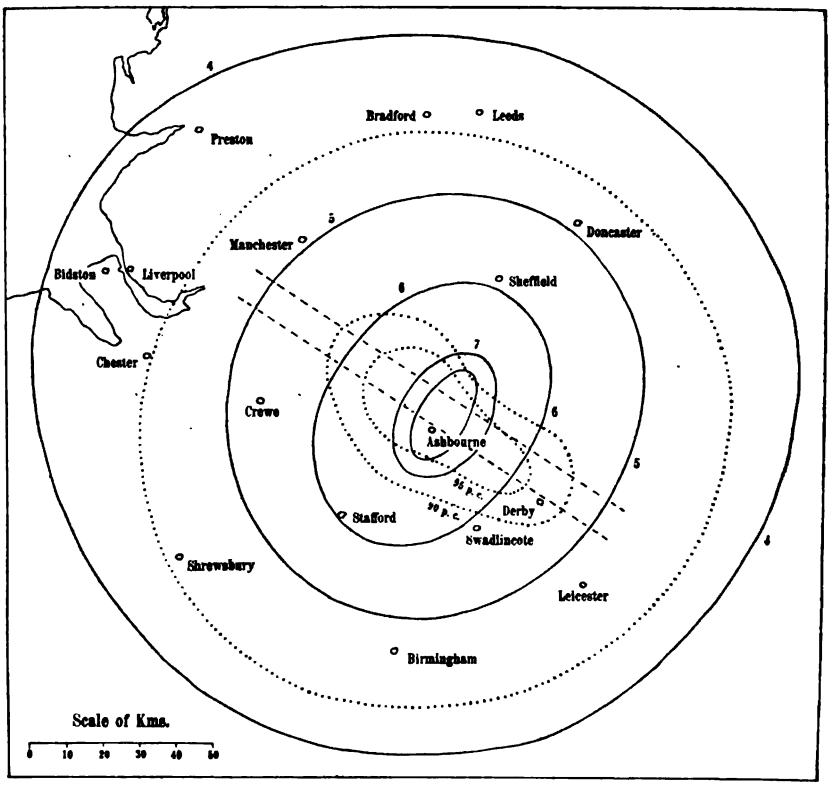


Fig. 4.

Time of occurrence. The total number of records of the time is 565, of which 71 are considered as accurate to the nearest minute. The mean of 40 such records within the isoseismal 6 is 1 h 30 m. 15 s., p. m.

Isoseismal Lines and Disturbed Area. Five isoseismal lines are shown on the map. (Fig. 4). The innermost, corresponding to an intensity of less than 8, includes all the places but one in which

Digitized by Google

slight damage is known to have occurred to buildings. The dimensions of the isoseismals are given in the following table:

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
Less than 8	26	13 1/2	290
7	38	28	704
6	77	58	3490
5	122	111	10500
4	208	203	31000

The distances between successive pairs of isoseismals on the northwest and southeast sides are respectively 5 1/2 and 5 1/2 kms., 19 and 13 kms., 27 and 26 kms. and 56 and 40 kms.

The centre of the innermost isoseismal lies about 5 kms. northeast of Ashbourne. The longer axes of the three innermost isoseismals are directed N. 32 1/2° E., N. 33° E., and N. 33° E., respectively.

Nature of the Shock. Except within a narrow band, the shock consisted of two distinct parts throughout the whole of the disturbed area. The double shock is recorded by 68 per cent. (that is, by two out of every three) of the observers. In some parts this percentage rises to more than 80, in none does it fall below 48. At many places, however, only one series of vibrations was felt, and these places are chiefly situated within a rectilinear band (the *synkinetic* band) about 8 kms. wide, running centrally across the innermost isoseismals in the direction E. 34° S., or at right angles to the longer axes of the isoseismals. In the map (Fig. 4), the boundaries of this band are represented by broken lines. Outside the band, the interval between the two parts was one of rest and quiet, its average length over the whole disturbed area being exactly 3 seconds. Close to the band (as at Derby), the interval was much shorter, though still distinct; within the band, and close to its boundary (as at Quarndon), two maxima of intensity, connected by tremulous motion, were observed; while, near the axis of the band, the two parts coalesced and formed a single series of vibrations with one maximum of intensity.

From the fact that the double shock was noticed at places close to the boundary of the disturbed area, it is evident that the two parts were nearly equal in strength. In most places, there is often considerable doubt which part was the stronger, observers varying greatly in their impressions. Dividing the disturbed area into two

Digitized by Google

parts by the synkinetic band, 60 per cent. of the observers on the northeast side, and 63 per cent. of those on the southwest side, regarded the first part as the stronger.

It is evident that the double shock was due to two distinct impulses occurring in two detached foci arranged along a line parallel or nearly so to the longer axes of the isoseismal lines, that the two impulses were of nearly equal strength (that within the southwest focus being slightly the stronger); and that, as shown by the straightness of the synkinetic band, the two impulses occurred at exactly the same time.

The positions of the two epicentres cannot be exactly determined. From the form of the isoseismal lines, however, it is probable that one epicentre was situated close to Ashbourne, and the

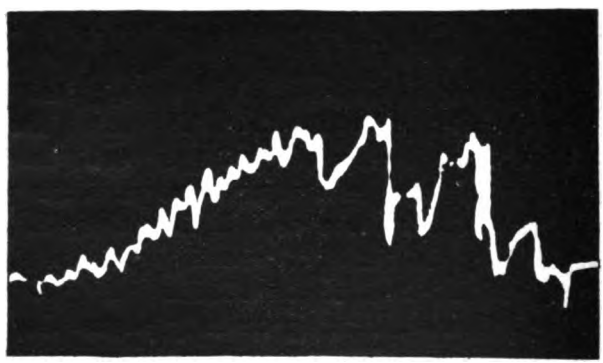


Fig. 5.

other about 5 kms. west of Wirksworth, the epicentres being therefore about 13 or 14 kms. apart.

Seismographic Records. Records of the earthquake were given by an Omori horizontal pendulum at Birmingham, by a Milne seismograph at Bidston, and by a Wiechert pendulum at Göttingen. The first of these (in the east-west direction) is enlarged and reproduced in Fig. 5. The first abrupt disturbance (to the east) occurred at 1 h. 30 m. 19 s., and was quickly followed by two prominent displacements to the west at 1 h. 30 m. 23 s. and 1,30 m. 28 s., corresponding no doubt to the two parts of the shock so widely observed. It is difficult to determine accurately the periods of these two large waves, owing to the width of the trace made by the recording pointer, but in each case it seems to have been about 0.8 second. At 1 h. 30 m.

Digitized by Google

31 s., another oscillation of some importance took place, followed by a series of 13 ripples with an average period of 0.84 second. These are all that are shown in Fig. 5, but the record shows a series of 79 still smaller ripples, with a slightly longer period of 1.03 seconds, the last visible under a microscope occurring at 1 h. 32 m. 3 s. The total duration of the disturbance as registered at Birmingham was 1 m. 44 s. Allowing for the width of the trace and the swinging of the pendulum, the range of motion of the ground from east to west was ·078 mm. during the first prominent displacement, and ·075 mm. during the second. Birmingham, however, lies S. 11° W. from the epicentre, and the total displacement must therefore have been about ·41 and ·39 mm. respectively, the corresponding maximum accelerations being 12.6 and 12.0 mm. per second.

At Bidston, the first disturbance occurred at 1 h. 30 m. 44 s., the maximum amplitude being 0.7 mm., and the total duration of the movement about 55 seconds. At Göttingen, the preliminary tremors began at 1 h. 33 m. 32 s. They were succeeded by a series of larger waves with a period of between 2 and 3 seconds and amplitude of about ·0007 mm., the maximum occurring at 1 h. 34 m. 40 s. The total duration of the movement was about 1¾ minutes.

Now, the distances of Birmingham and Göttingen from the epicentres are 66 and 808 kms. respectively; and the time-interval between the arrival of the first vibrations is 193 seconds, and of the largest vibrations 257 seconds. Thus, the velocity of the preliminary tremors was 3.8 kms. per second, and that of the larger waves 2.9 kms. per second.

Sound-phenomena. The two inner dotted lines in the map (Fig. 4) are isacoustic lines corresponding to percentages of 95 and 90 respectively, that is, 95 and 90 per cent. of the observers within small areas with their centres on these curves heard the earthquake-sound. The longer axes of both curves coincide with the axis of the synkinetic band. Now, at places within and near this band, the sound-vibrations from the two foci coalesced, and the earthquake-sound was therefore re-inforced and heard by a greater proportion of observers. The form of the isacoustic lines thus supports the conclusion to which we were led by the nature of the shock, namely, that the earthquake was caused by simultaneous fault-slips within two detached foci.

The boundary of the sound-area is indicated by the outer dotted line in Fig. 4. This area is 163 kms. long in the direction of the

Digitized by Google

major axis of the isoseismals, 158 kms. wide, and contains about 20200 sq.kms., or nearly two-thirds of the disturbed area. Within the isoseismal 7, 97 per cent. of the observers heard the earthquake-sound, 89 per cent. between the isoseismals 7 and 6, 80 per cent. between the isoseismals 6 and 5, and 65 per cent. between the isoseismal 5 and the boundary of the sound-area. Within a radius of about 64 kms. from the epicentre, nine out of every ten observers heard the sound; but, outside a radius of about 80 kms. the sound was inaudible to all but the most acute observers.

The sound was compared to passing waggons, etc., in 53 per cent. of the records, to thunder in 21 per cent., to wind in 5, to loads of stones falling in 8, to the fall of a heavy body in 4, to explosions in 7, and to miscellaneous sounds in 3 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 57 per cent. of the records, coincided with it in 37, and followed it in 7 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 21 per cent. of the records, coincided with it in 55, and followed it in 24 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 46 per cent. of the records, equal to it in 46, and less than it in 9 per cent.

Observations in Mines. The general impression produced by the earthquake underground was that an explosion or fall of rock had taken place in some distant part of the mine. In three pits near Alfreton, the shock was strong enough to detach small pieces of shale from the roof. The sound differed slightly from that on the surface, chiefly in being more monotonous, closely resembling that made by a railway train passing over a bridge.

The sound-area was slightly greater than the disturbed area underground, the sound being observed at a distance of 35 kms. and the shock at a distance of 29 kms. from the centre of isoseismal 7. In several pits, and especially in those at some distance from the epicentre, the sound appeared to pass overhead rather than below the workings; while at Swadlincote (32 kms. from the epicentre), the sound was like a railway train passing over a wooden bridge in a seam 430 metres deep, it was heard in some cases in a seam 320 metres deep, while, in a third at a depth of 200 metres, it seems to have passed unnoticed.

27. *March 24, 1903.* Time of occurrence, about 1.45 p. m.

A slight tremor was felt at Abbotshulme, Bakewell and Tissington, being accompanied by a rumbling sound at Abbotshulme.

Digitized by Google

28. *Mar. 24, 1903.* Time of occurence, about 5 p m.

A slight shock was felt at Brailsford, Fenny Bentley and Onecote.

29. *May 3, 1904.* Time of occurrence, 9.22 p. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 4 in lat. 55° 2.4′ N., long. 1° 39.9′ W.; Number of records 73 from 52 places, and 35 negative records from 30 places (Fig. 6).

On the map (Fig. 6), the isoseismals 5, 4 and 3 are represented by continuous lines, and the isoseismal 7 of the principal earthquake by the broken line. The following are the dimensions of the isoseismals

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
5	17	8 ½	114
4	30	19	464
3	50	39	1515

The centre of the isoseismal 4, which is the most accurately drawn of the series, is 1½ kms, southwest of Hognaston, and the direction of its longer axis is N. 25° E. The distances between successive pairs of isoseismals on the northwest and southeast sides are respectively 6 and 5 kms., and 10 and 8 kms. The closeness of the isoseismals to one another points to a somewhat shallower focus than in the case of the principal earthquake.

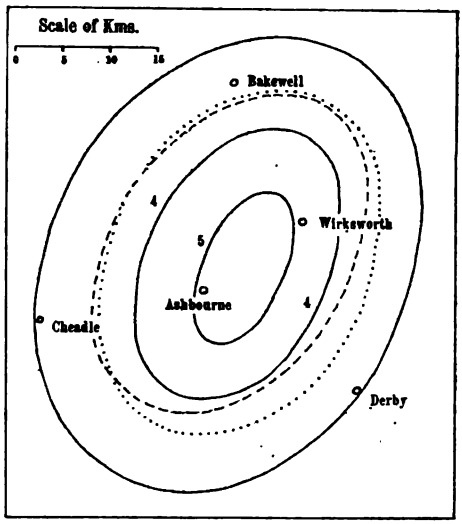


Fig. 6.

The shock was a sudden continuous tremor, its mean duration being about 3½ seconds.

The boundary of the sound-area is represented by the dotted line in Fig. 6. It is 39 kms. long, 27 kms. wide, and contains about 830 sq. kms. The sound was heard by 92 per cent. of all the observers. It was compared to passing waggons in 45 per cent. of the records, to thunder in 39 per cent., to wind in 6, to loads of stones falling in 3, to explosions in 3, and to miscellaneous sounds in 3

Digitized by Google

per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 47 per cent. of the records, and concided with it in 53 per cent.; while the end of the sound coincided with that of the shock in 58 per cent. of the records, and followed it in 42 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 50 per cent. of the records and equal to it in 50 per cent.

Doubtful Minor Shocks. In addition to the above, the following are reported by single observers:

Day	Hour	Place	Nature
Mar. 24	ab. 5 a. m.	Kirk Langley	Shock
„ 24	ab. 1.50 p. m.	Tissington	Very slight shock
„ 25	0.30 a. m.	Fenny Bentley	Vibration without noise
„ 25	ab. 6 a. m.	Draycott	Slight shock
Apr. 2	2.30 a. m.	Duffield	Slight rumbling noise
„ 3	1.17 a. m.	„	„ „ „

Origin of the Derby Earthquakes of 1903. This will be considered in connexion with that of the Derby earthquakes of July 3, 1904 (nos. 42—44).

30. Ochil Earthquake: May 15, 1903.

Time of occurrence, 6.15 p. m.

A distinct shock, generally felt at Menstrie (see Fig. 15).

31—37. Carnarvon Earthquakes: June 19—21, 1903.

31. *June 19, 1903.* Time of occurrence, about 4.25 a. m.

A rumbling noise like thunder was heard at Griffiths Crossing (near Carnarvon).

32. *June 19, 1903: Principal Earthquake.* Time of occurrence, 10.4 a. m.; Intensity 7; Centre of isoseismal 7 in lat. 53° 3.0′ N., long. 4° 22.9′ W.; Number of records 388, from 206 places, and 56 negative records from 44 places (Fig. 7).

Isoseismal Lines and Disturbed Area. The continuous lines in Fig. 7, broken in those portions in which their course is doubtful, represent the isoseismals 7 and 6, the boundary of the disturbed area an isoseismal of intensity between 4 and 3), and the parts of the isoseismals 5 and 4 which traverse the land. In one or two places close to the epicentre, buildings were slightly damaged. The dimensions of the isoseismals are given in the following table:

Digitized by Google

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
7	54	24	1090
6	—	61	—
4—3	298	278	65000

The centre of the isoseismal 7 lies 6 ½ kms. west of Penygroes, and the longer axis is directed N. 40° E. The distance between the isoseismals 7 and 6 is 19 kms. towards the northwest and 17 kms. towards the southeast.

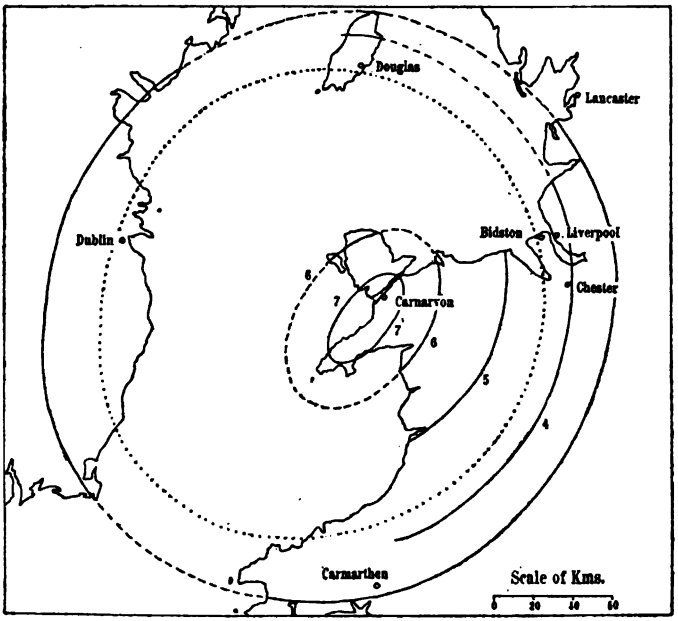


Fig. 7.

Nature of the Shock. In its general features, the nature of the shock was practically uniform throughout the disturbed area. It began with a series of tremors, lasting 4 or 5 seconds, which merged gradually into a single series of principal vibrations of about 3 or 4 seconds' duration, these in turn being succeeded by a brief series of tremors lasting only 1 or 2 seconds. At a few places, two maxima of intensity were detected by careful observers, and their evidence is confirmed by the seismographic record at Birmingham. At a great distance, at Liverpool and Southport and in some parts of Ireland for instance, the vibrations between these maxima were imperceptible

Digitized by Google

and the shock seemed to consist of two detached parts. The mean duration of the shock was 6 3/4 seconds.

Seismographic Records. The earthquake was recorded by the Milne seismograph at Bidston and the Omori horizontal pendulum at Birmingham.

Bidston is 100 kms. from the centre in the direction E. 24° N. Here the first movements were recorded at 10h. 5m. 5s., a. m. There seem to have been two distinct impulses, the second taking place at 10h. 7m. 30s.

Birmingham lies 177 kms. E. 20° S. from the centre. The record (enlarged in Fig. 8) gives the east-west component of the motion.

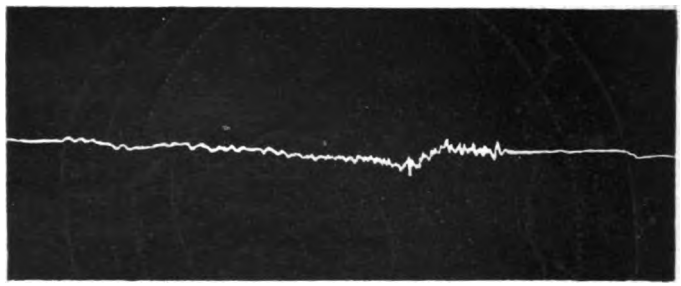


Fig. 8.

The whole movement is divisible into three partsthe preliminary tremors, the principal vibrations and the concluding undulations. The preliminary tremors are first perceptible at 10h. 5m. 56s., a. m., and lasted for 13 seconds. The enlarged diagram shows hardly any trace of them; but, when the original record is examined under a microscope, they appear as minute notches, 51 in number, on the trace. The average period of the tremors was therefore a quarter of a second. The principal vibrations began at 10h. 6m. 9s., and lasted 26 seconds. The total number of vibrations is 40, but the first 19 are, as a rule, of much greater amplitude than the rest. They have an average period of ·63 second, while that of the remaining 21 vibrations is ·67 second. In the second and 19th vibrations, which are the largest of the series, the range (or double amplitude) was ·023 mm. in the east-west direction, or ·024 mm. in the direction of the epicentre. Taking the period of these vibrations as ·63 second, the maximum acceleration would be 1·3 mm. per second. The concluding undulations began at 10 h. 6 m. 35 s. On the

Digitized by Google

enlarged diagram (Fig. 8), 27 of them may be seen, with an average period of 1 second; but, with the aid of the microscope they can be detected until 10 h. 7 m. 40 s. The total duration of the disturbance was thus 1 m. 44 s.

Sound-phenomena. The boundary of the sound-area is indicated by the dotted line in Fig. 7. It is 237 kms. long from northeast to southwest, 219 kms. wide and contains about 40700 sq. kms., or about three-fifths of the disturbed area. The percentage of audibility was 100 within the isoseismal 7, 99 between the isoseismals 7 and 6, 98 between the isoseismals 6 and 5, falling to 48 in the surrounding zone. The sound was compared to passing waggons, etc., in 45 per cent. of the records, to thunder in 29 per cent., to wind in 7, to loads of stones falling in 8, to the fall of a heavy body in 1, to explosions in 7, and to miscellaneous sounds in 3 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 62 per cent. of the records, coincided with it in 36, and followed it in 2 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 8 per cent. of the records, coincided with it in 49, and followed it in 43 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 65 per cent. of the records, equal to it in 35, and less than it in 1 per cent.

33. *June 19, 1903.* Time of occurrence, 10.9 a. m.; Intensity 3; Number of records u, from 4 places.

A slight tremor was felt at Penygroes and Gaerwen, while a rumbling sound was heard at Gaerwen, Bethesda and Bodfeirig. The boundary of the disturbed area and the position of the epicentre must coincide nearly with those of the after-shocks of June 19, 11.8 a. m., and June 21, 8.6 a. m. (nos 36 and 37).

34. *June 19, 1903.* Time of occurrence, 10.12 a. m.; Intensity 3; Number of records 2, from 2 places.

A slight tremor was felt at Penygroes, and a tremulous sound was heard at Bethesda. The epicentre was probably near that of the preceding shock.

35. *June 19, 1903.* Time of occurrence, 10.16 a. m.; Intensity 3; Number of records 2, from 2 places.

A tremulous sound was heard at Bethesda; at Bettws Garmon, a slight tremor was felt, lasting about 2 seconds, accompanied by a sound like very faint distant thunder.

Digitized by Google

36. *June 19, 1903.* Time of occurrence, 11.8 a. m.; Intensity 3; Centre of disturbed area in lat. 53° 7·6′ N., long 4° 14·3′ W.; Number of records 7, from 7 places (Fig. 9).

The disturbed area is 32 kms. long, 21 kms, wide, and contains 570 sq. kms. The centre of the area is 13 kms. northeast of that of the isoseismal 7 of the principal shock, and the direction of its longer axis N. 47° E. A slight tremor was felt at all seven places, accompanied at Clynnog, Nanttle, Penygroes and Gaerwen by a faint rumbling sound.

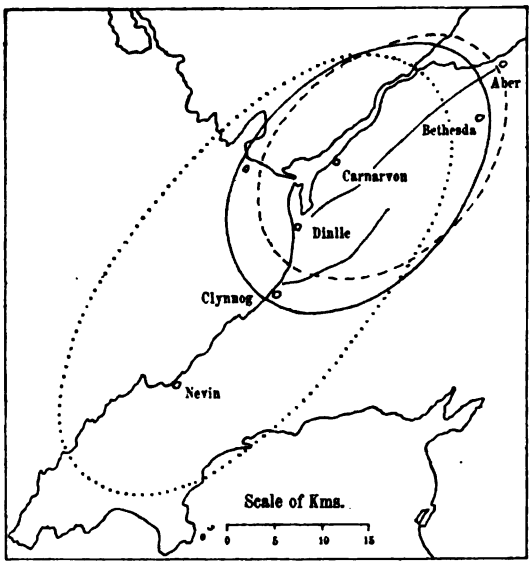


Fig. 9.

37. *June 21, 1903.* Time of occurrence, 8.6 a. m.; Intensity 3; Number of records 5, from 5 places.

The boundary of the disturbed area and the position of the epicentre coincided nearly with those of the preceding shock (Fig. 9). A slight shock was felt at Nanttle and Penygroes, and a rumbling sound was heard at Bodfeirig, Clynnog and New borough.

Doubtfoul After-shocks. In addition to the above, the following are recorded by single observers.

Day	Hour	Place	Nature
June 19	10.7 a. m.	Meyllteyrn	Tremor (int. 3) and sound
„ 19	10.23 a. m.	Bethesda	Tremulous sound
„ 19	10.48 a. m.	Penygroes	Slight tremor
„ 19	12.5 p. m.	Bodfeirig	Slight shock
„ 21	5.26 a. m.	Upper Clynnog	Shock and sound
„ 21	ab. 9.6 a. m.	Clynnog	Sound
„ 22	4.26 a. m.	Penygroes	Slight shock and sound
„ 23	ab. 5.31 a. m.	Nanttle	Very slight shock.

Origin of the Earthquakes. From the seismic evidence, we obtain the following elements for the originating fault: the mean

Digitized by Google

direction of the fault must be about N. 40° E., its hade must be to the northwest, and the fault-line must pass a short distance on the southeast side of the centre of the isoseismal 7.

On the map of the epicentral district (Fig. 9) are shown two faults, one traced for a distance of 22½ kms. from Aber to Dinlle, the other for 13 or 14 kms. from Bettws Garmon to Clynnog. Of the two, the former satisfies the seismic conditions the more closely. Its mean direction is N. 52° E., and it hades to the northwest. According to Ramsay, the downthrow of the beds on the northwest side is between 1200 and 1500 metres at Pentir, and between 600 and 900 metres at Dinas. If the fault, after leaving Dinlle, is continued under the sea as far as Nevin, trending a few degrees more to the south, it would occupy approximately the position assigned to the originating fault.

The region of the fault-surface occupied by the seismic focus was about 26 kms. in length, extending from near Nevin to near Carnarvon, and the amount of displacement was almost uniform throughout, dying away somewhat rapidly towards both ends. The displacement appears to have been of that simple type to which the great majority of slight earthquakes owe their origin, and to have been distinguished only by its great length.

The fault-slips responsible for the six minor shocks recorded by more than one observer were confined to the north-eastern margin of the principal focus or to its immediate neighbourhood. One of them occurred between five and six hours before the great displacement, the next four within little more than an hour afterwards, and the sixth two days later. The last two, if they were connected with the Aber-Dinlle fault, originated in foci quite close to the surface.

If we may assume the disturbances recorded by single observers to have been of seismic origin, then small creeps, rather than slips, affected other portions of the fault, one of them occurring at the southwestern end of the principal focus, two at the northeastern end, and a few in the central region.

Denoting slips at the northeastern end, centre and southwestern end, by the letters n, c and s, and using capital letters for those corresponding to shocks perceived by several or many observers, the distribution of the different slips may be represented as follows.

June 19										21		22	23
N,	prin. focus,	s,	N,	N,	N,	n,	c,	N,	n,	c,	N, c,	c,	c.

Digitized by Google

Thus, as in the Inverness earthquakes of 1901, seismic action towards the close of the series was with drawn from the lateral margins of the principal focus, and was ultimately confined to its central region.

38. Bala Earthquake: July 1, 1903.

Time of occurrence, 1.16 a. m.; Intensity 4; Number of records 10, from 5 places, and negative records from 3 places.

The shock was felt at Bala, Brynbwlan, Llandderfel, Palé and Tynddynllan (near Llandrillo); and was not felt at Tegid, Eryl Aran and Rhos-y-gwaliau.

The shock consisted of a single series of vibrations, lasting 4 or 5 seconds, increasing in intensity to a maximum and then dying away. It was accompanied by a rushing noise like thunder or the beating noise of a motor-car.

All of the places at which the shock was observed lie close to the great Bala fault, and it is probable that the earthquake was caused by a slip along this fault or one of its boundaries.

39. Penzance Earthquake: Mar. 3, 1904.

Time of occurrence, about 1.5 p. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in about lat. 50° 4.2′ N., long. 5° 27.6′ W.; Number of records 76, from 46 places, and 13 negative records from 12 places (Fig. 10).

The continuous curves in the lower part of Fig. 10 are isoseismal lines of this earthquake of intensities 5 and 4. Little more than half of each curve traverses the land, and the form of the remaining portions over the sea-area can only be conjectured from their trend before leaving the land. If the isoseismal 5 be completed, the centre must be close to a point about 5 1/2 kms. south of Marazion. This curve is 22 kms. long, and probably 16 kms. wide, and 285 sq. kms. in area. The isoseismal 4 is 31 kms. long, about 25 kms. wide, and 596 sq. kms. in area. The longer axes of the isoseismals are directed a few degrees north of east. Towards the north, the distance between the isoseismals is 4 kms.

The shock consisted of a single series of vibrations, which gradually increased in intensity and then faded away, the mean duration being about 4 seconds.

The sound was heard by all the observers. It was compared to passing waggons, etc., in 18 per cent. of the records, to thunder in

Digitized by Google

22 per cent., to wind in 2, to a load of stones falling in 3, to the fall of a heavy body in 2, to explosions or the firing of a heavy gun in 52, and to miscellaneous sounds in 2 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 53 per cent. of the records, coincided with it in 43, and followed it in 4 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 2 per cent. of the records, coincided with it in 74, and followed it in 24 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 58 per cent. of the records, and equal to it in 42 per cent.

The earthquake was probably due to a slip, 5 or 6 kms. in length, taking place at a comparatively small depth, along a submarine fault about 5 kms. south of Marazion. The exact direction of the fault is uncertain, but it cannot have differed much from that of the lodes in the neighbourhood of Marazion. Mr. *Clement Reid* has given reasons[1]) for supposing that an Eocene basin may lie under the sea in Mount's Bay and the western part of the English Channel, and it is possible that the last of the series of movements resulting in the formation of the suggested basin was that which caused the Penzance earthquake.

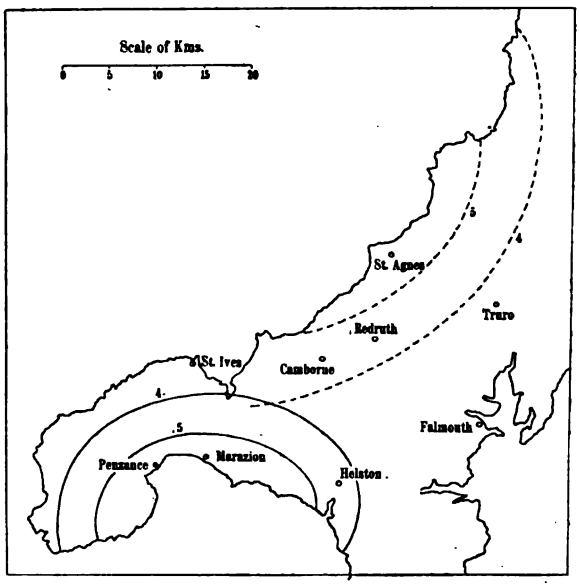


Fig. 10.

40, 41. Leicester Earthquakes: June 21, 1904.

40. *June 21, 1904.* Time of occurrence, about 3.30 a m.; Intensity 3; Number of records 2, from 2 places.

1) On the probable occurrence of an Eocene outlier off the Cornish coast. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 60, 1904, pp. 113—117.

Digitized by Google

A slight shock was felt at Groby and Markfield. The epicentre was probably close to these places, which are near the southeast end of the northwestern epicentre of the Leicester earthquake of 1893 (Beiträge zur Geophysik, Bd. V, Heft 2, pp. 267—270).

41. *June 21, 1904: Principal earthquake.* Time of occurrence 5.28 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 52° 35.2′ N., long. 0° 59.5′ W.; Number of records 249, from 130 places, and 56 negative records from 44 places (Fig. 11).

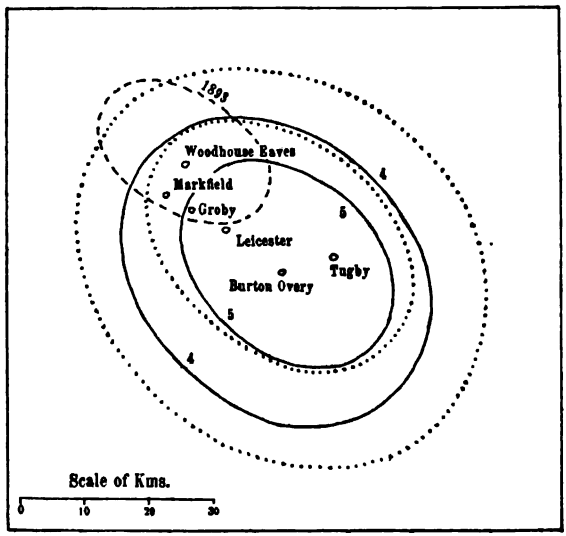


Fig. 11.

The continuous lines on the map (Fig. 11) represent isoseismal lines of intensities 5 and 4. The shock was also felt at 15 places outside the isoseismal 4 and within, though close to, the boundary of the sound-area (represented on the map by the outer dotted line). The dimensions of the isoseismals are given in the following table:

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
5	37	27	813
4	54	42	1764
Boundary	69	58	3100

The centre of the isoseismal 5 is about $^3/_4$ km. northeast of Burton Overy, about 20 kms. from the probable epicentre of the preceeding shock and about 5 kms. northwest of the southeastern epicentre of the earthquake of 1893. The longer axes of the isoseismal 5 and 4 are directed N. 42° W. and N. 44° W. respectively. The distance between the isoseismals 5 and 4 is 9 kms. on the southwest side, and 5 kms. on the northeast side.

Digitized by Google

In the central portion of the disturbed area, bounded by the inner dotted line on the map (Fig. 11), the shock consisted of two distinct parts, of which the first was the stronger, separated by an interval of rest and quiet lasting for 2 seconds; while, between this line and the boundary of the disturbed area, the shock consisted of one continuous series of vibrations, the intensity of which increased to a maximum and then died away. The boundary of the double-shock area is 46½ kms. long, 33 kms. wide, and includes 1200 sq.kms. The centre of the curve is in lat. 52° 37.1′ N., long. 1° 0.8′ W., or 4 kms. N. N. W. of the centre of the isoseismal 5. As the boundary of the double-shock area is close to the isoseismal 5 towards the south and east, and to the isoseismal 4 towards the north and west, it cannot coincide with an isoseismal line corresponding to an intensity between 5 and 4. Thus, while the outer dotted line represents the boundary of the disturbed area of the first part, of the shock, and the inner dotted line that of the second part, it is evident that the foci of the two parts were not coincident, but also not completely detached.

The boundary of the sound-area, represented by the outer dotted line on the map (Fig. 11) is 6 kms. from the isoseismal 4 on the southwest side, and 8¼ kms. on the northeast side. The sound was heard by 97 per cent. of all the observers, by 98 per cent. within the isoseismal 5 by 96 per cent. between the isoseismals 5 and 4, and by 93 per cent. between the isoseismal 3 and the boundary of the sound-area. The sound was compared to passing waggons., etc., in 63 per cent. of the records, to thunder in 17 per cent., to wind in 4, to loads of stones falling in 7, to the fall of a heavy body in 5, to explosions in 4, and to miscellaneous sounds in 1 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 62 per cent. of the records, coincided with it in 31, and followed it in 8 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 8 per cent. of the records, coincided with it in 61 and followed it in 32 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 58 per cent. of the records, equal to it in 38, and less than it in 4 per cent.

Origin of the Leicester earthquakes of 1893 and 1904. The earthquake of 1893 was a true twin earthquake, the northwest epicentre being in lat. 52° 44.6′ N., long. 1° 13.8′ W., and the southeast epicentre about 27 kms. to the southeast. In the northwest focus, the mean direction of the fault is W. 30° N., the hade is to the northeast, and the fault-line passes about 2 or 3 kms. to the south-

Digitized by Google

west of Woodhouse Eaves. In the southeast focus, the mean direction of the fault lies between that given above and northwest, the hade is to the southwest, and the fault-line passes near Tugby. Thus, the earthquake was caused by nearly simultaneous displacements along a fault which changes hade in the interfocal region.

For the principal earthquake of 1904, the mean direction of the fault is W. 42° E., the hade (as shown by the relative positions of the isoseismals and the northeasterly shift of the boundary of the sound-area) is to the southwest, and the fault-line passes not far from Tugby. It is thus probable that the earthquakes of 1893 and 1904 originated in one and the same fault.

Now, in the neighbourhood of the northwest epicentre of the earthquake of 1893, there is a fault which almost exactly satisfies the above conditions. Its mean direction is W. 27° N., it hades in all probability to the northeast, and it passes about 2 kms. to the southwest of Woodhouse Eaves. Owing to the covering of Triassic rocks, it cannot be traced farther to the southeast than the village of Cropston; but there is no reason for supposing that it dies out at this point, and it may therefore be assumed to extend to the neighbourhood of Tugby trending there more nearly in a southeasterly direction.

One effect of the double slip in 1893 was to cause an increase of stress in the regions of the fault-surface bordering the margins of both foci, the greatest accession of effective stress being experienced by the interfocal portion of the fault. It is probable that the earlier slip took place in or near the southeastern margin of the northwestern focus of 1893. Two hours later, this was followed by a double (not a twin) slip in or near the northwestern margin of the southeast focus of 1893. The first part of the double slip was the more important, the second part taking place in a region of the fault 3 or 4 kms. farther to the northwest and much closer to the surface of the earth.

42—44. Derby Earthquakes: July 3, 1904.

42. *July 3, 1904.* Time of occurrence, 2.28 a. m.; Intensity 3; Number of records 5, from 5 places.

A slight quivering was felt at Ambergate, Cromford, Matlock Bath, Mayfield and Wirksworth. At Ambergate, a noise like a loud peal of thunder accompanied the tremor. With the exception of Mayfield, the above places are close to the northeastern or

Digitized by Google

Wirksworth epicentre of the principal earthquake, and the shock probably originated in the corresponding focus.

43. *July 3, 1904: Principal Earthquake.* Time of occurrence, 3.21 p. m.; Intensity 7: Centre of isoseismal 7 in lat. 53° 0.4′ N., long. 1° 41.6′ W.; Number of records 1467, from 653 places, and 46 negative records from 44 places (Fig. 12).

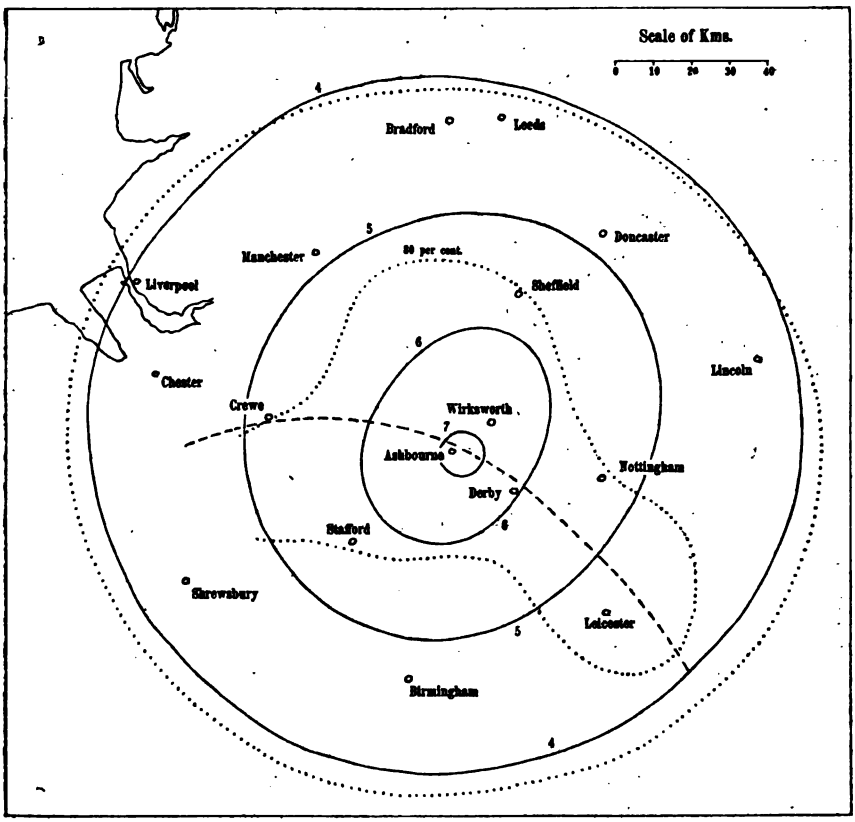


Fig. 12.

Time of occurrence. The number of records of the time is 737. Of these, 113 are regarded by their observers as accurate to the nearest minute. The mean of these estimates is 3 h. 21¼ m., p. m.

Isoseismal Lines and Disturbed Area. The four continuous lines on the map (Fig. 12) are isoseismal lines of intensities 7 to 4. The dimensions of the isoseismals are given in the following table:

Digitized by Google

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
7	11½	11½	106
6	60	43	2082
5	116	105	9300
4	183	182	26200
3	291	288	65000

The distances between the isoseismals 7 and 6 are 19 kms. on the northwest side and 13 kms. on the southeast, the corresponding distances for the isoseismals 6 and 5 being 34 and 27 kms.

The isoseismal 7 is approximately circular in form, its centre being about 2½ kms. east of Ashbourne. The isoseismal 6 is in the form of an ellipse, with its longer axis directed N. 31° E., and, as will be seen from the map, the isoseismal 7 is excentric with regard to the other, the distance between their centres being about 3 kms. In the neighbourhood of Matlock Bath, there is another maximum of intensity 7 or nearly 7. The observations are insufficient to draw a second isoseismal in that district; but it is clear that, if the isoseismal corresponding to an intensity between 7 and 6 could be drawn, it would consist of two detached portions, one concentric with the isoseismal 7, the other not far from Wirksworth and Matlock Bath, their centres being separated by 10 or 11 kms. Thus, the two epicentres of 1904 are approximately coincident with those of the previous year.

The isoseismal 3, which bounds the disturbed area, is omitted from the map, in order that the map may be conveniently compared with that of the earthquake of 1903. The curve, however, passes just outside the following places: Llandudno, Hay, Stroud, Oxford, Skegness, etc.

Comparing the dimensions given above with those for the earthquake of 1903, it will be seen that the isoseismals 7 to 4 of that earthquake are all larger than those for the earthquake of 1904; in 1902, a few buildings sustained slight injury over an area of 290 sq.kms.; while, in 1904, there was practically no damage to property. On the other hand, the earthquake of 1904, owing to its occurrence on a Sunday afternoon, could be traced to a much greater distance, its disturbed area being about double that of the earthquake of 1903.

Nature of the Shock. In the central area, the shock contained two maxima of intensity with intervening tremulous motion, which

Digitized by Google

became imperceptible at a distance of 40—45 kms. from the centre of the isoseismal 7. Beyond this distance, two detached series of vibrations were felt, the weaker series being felt as far as 87 kms. from the centre, or over an area of about 20000 sq.kms. This area is, however, traversed by a synkinetic band, within which the two parts of the shock coalesced. The boundaries of the band cannot be traced with accuracy, but the median line follows the course indicated by the broken line on the map (Fig. 12). This band differs in two respects from that of the earthquake of 1903. In that case, the band was rectilinear and about 8 kms. wide. In the earthquake of 1904, it was hyperbolic in form, the concavity of the curve facing the southwest, and the width of the band is greater towards the extremities, being about 24 kms. at a distance of 50 kms. from the centre. It will be noticed that the median line passes a short to the northeast of the centre of the isoseismal 7.

From the observations on the relative intensity of the two parts of the shock, it is clear that the first part was generally the stronger all over the disturbed area, though less frequently so on the northeast, than on the southwest, side of the synkinetic band. The mean duration of the interval between the two parts was 2.1 seconds.

The positions of the two epicentres can be determined with greater accuracy than in the earthquake of 1903. The southwestern epicentre must coincide nearly with that of the isoseismal 7, or about $2^1/_2$ kms. east of Ashbourne. The northeastern epicentre probably lies near Wirksworth or Matlock Bath, and about 10 or 11 kms. from the other. Numerous observations on the mean direction of the shock in the neighbourhoods of Derby and Nottingham confirm these results. Derby lies on the southwest side, and Nottingham on the northeast side of the synkinetic band, and the observations of the direction refer in all probability to the movement from the nearest focus. At Derby the mean direction was W. 37° N., or exactly in a line from the centre of the isoseismal 7; at Nottingham, it is from W. 39° N., or along a line passing through a point 5 kms. west of Wirksworth.

The existence of the isoseismal 7 around the southwestern epicentre and the practical absence of such a curve from the northeastern epicentre show that the impulse at the southwestern focus was stronger, though not much stronger, than the impulse at the northeastern focus; and this conclusion is confirmed by the observations on the relative intensity of the two parts of the shock.

Digitized by Google

Moreover, the curvature of the synkinetic band towards the south-western focus shows that the vibrations from the northeastern focus travelled farther than those from the other before the two series coalesced. Thus, although the two impulses were nearly simultaneous, the northeastern focus was in action a short time, perhaps a second or less, before the other.

Sound-phenomena. The boundary of the sound-area, which differs slightly from the isoseismal 4, is 195 kms. long from northwest to southeast, 182 kms. wide, and contains about 27 700 sq.kms. Only one isacoustic line (corresponding to a percentage of 80) can be satisfactorily drawn. This is represented by the irregular dotted line on the map (Fig. 12). Towards the west, the curve is incomplete, but it evidently extends some distance farther in this direction. Thus, the isacoustic line is distorted in both directions along the synkinetic band, and confirms the conclusion that the northeastern focus was in action slightly before the other.

The sound was heard by 94 per cent. of the observers within the isoseismal 7, by 93 per cent. between the isoseismals 7 and 6, by 79 between the isoseismals 6 and 5, by 56 between the isoseismals 5 and 4, and by 38 per cent. between the isoseismal 4 and the boundary of the sound-area.

The sound was compared to passing waggons, etc., in 45 per cent. of the records, to thunder in 26, to wind in 15, to loads of stones falling in 5, to the fall of a heavy body in 4, to explosions in 2, and to miscellaneous sounds in 2 per cent.

The beginning of the sound preceded that of the shock in 65 per cent. of the records, coincided with it in 29, and followed it in 6 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 18 per cent., coincided with it in 51, and followed it in 31 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 62 per cent. of the records, equal to it in 31, and less than it in 7 per cent.

44. *July 3, 1904.* Time of occurrence, 11.8 p. m.; Intensity 4; Centre of isoseismal 4 in lat. 52° 2.8′ N., long. 1° 39.5′ W.; Number of records 76, from 42 places, and 2 negative records from 2 places (Fig. 13).

In the map (Fig. 13), the continuous lines represent the isoseismals 4 and 3, and the broken line is the isoseismal 7 of the principal earthquake of 1904 (no. 43).

Digitized by Google

The isoseismal 4 is 26 kms. long, 16 kms. wide, and contains 324 sq.kms. Its centre is about $^3/_4$ km. southwest of Hognaston, and the direction of its longer axis N. 27° E. The isoseismal 3, which is less accurately drawn than the other, is 43 kms. long, 32 kms. wide, and contains 1100 sq.kms. The distance between the isoseismals is $9^1/_2$ kms. on the northwest, and $7^1/_4$ kms. on the southeast, side.

The shock is uniformly described as a continuous series of vibrations, its mean duration being $3^1/_2$ seconds.

The sound was heard by 96 per cent. of the observers, and was compared to passing waggons, etc., in 28 per cent. of the records, to thunder in 39 per cent., to wind in 11, to a load of stones falling in 11, and to explosions in 17 per cent. The beginning of the sound either preceded or coincided with that of the shock; the end of the sound generally coincided with that of the shock.

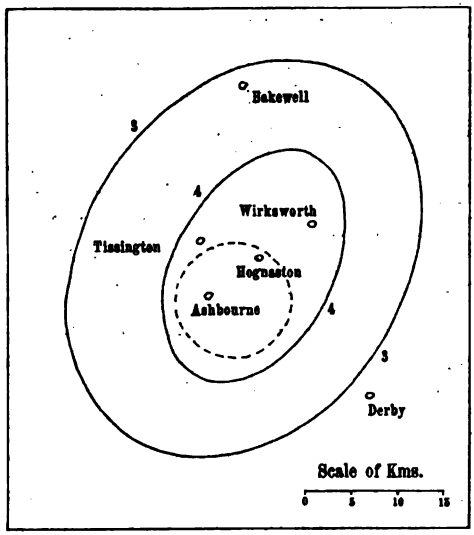


Fig. 18.

Doubtful Minor Shocks. In addition to the above, the following are reported by single observers:

Day	Hour	Place	Nature
July 3	3.15 p. m.	Tissington	A noise like thunder
„ 3	3.23 p. m.	Dalbury Lees	„ „ „ „
„ 3	4.20 p. m.	Grindon	A heavy rumbling
„ 4	ab. 1.30 a. m.	Matlock Bath	Slight shock
„ 4	ab. 6 a. m.	Wirksworth	„ „

Origin of the Derby earthquakes of 1903 and 1904. The two principal earthquakes originated in the same two foci, and in other respects present many points of resemblance. The direction of the longer axis of the isoseismals was N. 33° E. in 1903 and N. 31° E. in 1904; for the interfocal after-shock it was N. 25° E. in 1903 and

Digitized by Google

N. 27° E. in 1904. In both principal earthqnakes, the hade of the originating fault within the principal or southwestern focus is to the northwest. The uniform divergence in direction between the isoseismal axes in the principal earthquakes and the after-shocks implies that the hade of the fault in the northeastern focus is to the southeast, for the isoseismals of the principal earthquakes are compounded of the isoseismals of the impulses in both foci, and the latter curves extend farther from the fault on the side towards which the fault hades than in the opposite direction. Thus, the mean direction of the originating fault must be about N. 26° E., and its hade to the northwest in the southwestern focus and to the southeast in the northeastern focus. The fault-line must either traverse the village of Hognaston or pass a short distance from it.

On the Geological Survey map, no faults are inserted in the immediate neighbourhood of this place. The originating fault is, however, parallel to the strike of the rocks in the district, and either dies out before reaching the surface, or, more probably, is obscured by the superficial covering of drift.

On Mar. 24, 1903, the principal slips took place practically without preparatory movements (for there seems to have been no earthquake of any importance in the district since Nov. 18, 1795), and the slips were absolutely simultaneous and nearly equal in strength. On the same day, two other small slips took place, but their localities are unknown. One result of the twin-slip was an increase of stress in the regions of the fault-surface within or near the margins of both foci. The interfocal region of the fault, being thus affected at both ends, received the greatest accession of effective stress, which was relieved forty days later (on May 3) by a slip chiefly within this region, but partly perhaps intruding on the nearer lateral margins of the two foci, and extending upwards to within a short distance from the surface.

On July 3, 1904, a preliminary slip took place within the northeastern focus, followed in less than an hour by the twin-slips of the principal earthquake, the slip within the northeastern focus occurring first and being less pronounced than the other. In this case, the foci were not completely detached, for, throughout the interfocal region, there was a slight displacement, comparable in magnitude with that which occurred in the marginal regions of the two foci. About eight hours later, the increased stresses resulting from these movements precipitated an interfocal slip. With this, the series of

Digitized by Google

movements terminated, unless there were two small creeps a few hours later within the Wirksworth focus.

45. Dunoon Earthquake: Sep. 18, 1904.

Time of occurence, 4.7 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 55° 54.5′ N., long. 5° 10.4′ W.; Number of records 79 from 28 places, and negative records from 4 places.

The isoseismal 5 is 42 kms. long, 24 kms. wide, and about 480 sq. kms. in area, its centre being 14 1/2 kms. west of Dunoon. The isoseismal 4, which forms the boundary of the disturbed area, is traced more accurately than the other. Its length is 58 kms., width 34 kms., area 1461 sq.kms., and the direction of its longer axis E. 40° N. The distance between the two curves in 6 kms. towards the northwest and 3 1/4 kms. towards the southeast.

The shock consisted of a continuous series of tremors, lasting on an average 2 1/2 seconds, and gaining in strength towards the close.

The sound was heard by all the observers, and was compared to passing waggons, etc. in 38 per cent. of the records, to thunder in 31 per cent., to wind in 6, to a load of stones falling in 5, to the fall of a heavy body in 2, to explosions in 17, and to miscellaneous sounds in 2 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 71 per cent. of the records, coincided with it in 23, and followed it in 6 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 21 per cent. of the records, coincided with it in 28, and followed it in 52 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 89 per cent. of the records, and equal to it in 11 per cent.

The mean direction of the originating fault is about E. 40° N. and its hade is to the northwest. Several faults on the Geological Survey map have approximately this direction, but the seismic evidence is not sufficient to determine the connexion with any particular fault.

46. Beddgelert Earthquake: Oct. 21, 1904.

Time of occurrence, about 6.5 a. m.; Intensity 4; Number of records 5, from 4 places.

The shock was felt at Blaenau Ffestiniog, Croesor and Plas Gwynant, all in the district ling to the south of Snowdon; and was

Digitized by Google

accompanied by a noise like thunder at these places. The sound was also heard at Beddgelert. The earthquake was thus perceptible over a district about 11 kms. long from east to west, and 5 1/2 kms. wide.

47. St. Agnes (Cornwall) Earthquake: Jan. 20. 1905.

Time of occurrence, 1.50 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 4 in about lat. 50° 22′ N., long. 5° 18′ W.; Number of records 44, from 24 places, and negative records from 9 places (Fig. 10).

The broken lines in Fig. 10 are isoseismal lines of intensity 5 and 4; and, from their form, it is evident that the epicentre must lie several kilometres from the land. Continuing the isoseismal 4 in what appears to be its probable course, we obtain a curve 50 kms. long, 35 kms. wide, and containing about 1370 sq.kms.; the centre of the curve being about 10 kms. northwest of St. Agnes, while the longer axis is directed northeast. Towards the southeast, the distance between the isoseismals is 5 kms.

The shock consisted of a single prominent vibration, resembling a thud or blow, accompanied by a brief series of rapid tremors. Its mean duration was 3 1/2 seconds.

The sound was heard by all the observers. It was compared to passing waggons, etc., in 27 per cent. of the records, to thunder in 42 per cent., to wind in 3, to loads of stones falling in 3, to the fall of a heavy body in 9, to explosions in 12, and to miscellaneous sounds in 3 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 69 per cent. of the records and coincided with it in 31 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 54 per cent., coincided with it in 38, and followed it in 8 per cent.

It follows that the mean direction of the originating fault was approximately northeast, its distance from the land being about 8 or 9 kms. The fault-slip was probably several kilometres in length, and the closeness of the isoseismals shows that its depth was inconsiderable.

48, 49. Doncaster Earthquakes: Apr. 23, 1905.

48. *Apr. 23, 1905.* Time of occurrence, about 1.30 a. m.; Number of records, 2, from 2 places.

Digitized by Google

A slight shock was felt at Epworth, and a rumbling sound was heard at Norton.

49. *Apr. 23, 1905: Principal Earthquake.* Time of occurrence 1.37 a. m.; Intensity 7; Centre of southwest portion of isoseismal 7 in lat. 53° 26.3′ N., long. 1° 1.2′ W.; centre of northeast portion of isoseismal 7 in lat. 53° 36.5′ N., long. 0° 43.7′ W.; Number of records 1428, from 662 places, and 68 negative records from 66 places (Fig. 14).

Time of occurrence. Excluding approximate estimates, the number of records of the time is 695. Of these, 110 are regarded as accurate to the nearest minute, their average being $1^h\,37^m$ a. m.

Isoseismal Lines and Disturbed Area. The five continuous lines on the map (Fig. 14) are isoseismals of intensities 7 to 3; the broken-and-dotted line represents the boundary of the disturbed area of the Crowle earthquake of Apr. 13, 1902 (no. 24). The dimensions of the isoseismals are given in the following table:

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
7 (S. W. portion)	29½	28½	632
(N. E. „)	15	14	163
6	93	71	5310
5	145	122	13700
4	203	174	27700
3	267	209	44000

The isoseismal 7 consists of two detached portions, which are approximately circular in form, though slightly elongated in the direction of the line joining their centres. The centre of the southwest and larger portion lies ¾ km. north of Bawtry, that of the other portion is about 6½ kms. east of Crowle, and 27 kms. northeast of the former. The centre of the disturbed area of the Crowle earthquake of 1902 is 5½ kms. southeast of Crowle, or about 5½ kms. S. S. E. of the centre of the northeastern portion of the isoseismal 7.

The distances between the isoseismal 6 and the southwest portion of the isoseismal 7 are 22½ kms. on the northwest side and 20 kms. on the southeast; for the northeast portion of the isoseismal 7, the corresponding figures are 22½ and 26 kms. The distances between successive pairs of the other isoseismals on the northwest and southeast sides are respectively 22½ and 27 kms., 26 and 26 kms., and 22½ and 34½ kms.

Digitized by Google

Nature of the Shock. The twin character of the shock was recognised throughout a district overlapping the isoseismal 5 by a few kilometres in all directions, and was sensible to some observers as far as the isoseismal 4. Over the whole disturbed area, 32 per cent. (or about 1 in 3) of the observers detected either two maxima in a continuous series of vibrations, or two detached series of vibrations separated by an interval of a few seconds. At places near the epicentres the movement was continuous and contained two maxima

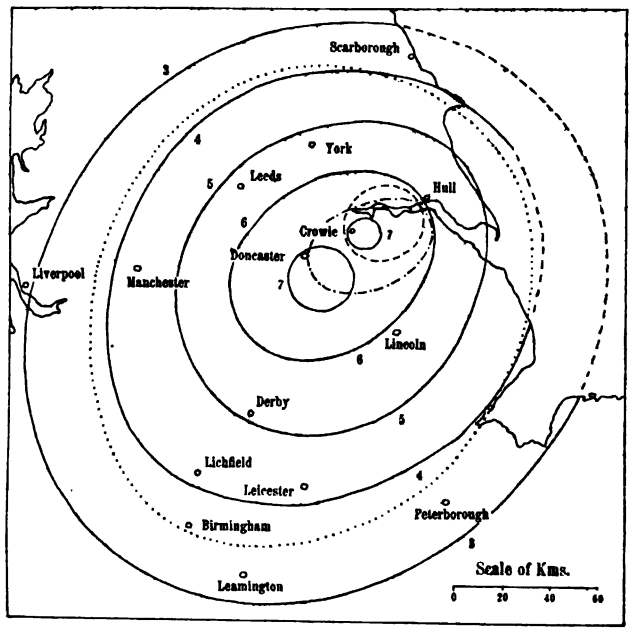


Fig.

of intensity, the intervening tremors becoming imperceptible at a distance of about 20 kms. from the nearest epicentre. The mean length of the interval between the two parts of the shock was $3\,^1/_2$ seconds, and there is no evidence whatever of the existence of a synkinetic band. The two parts differed but little in intensity, the first being slightly the stronger over the larger part of the disturbed area; while the second part was the stronger within a small and nearly circular area represented by the broken line in Fig. 14. This area, which is about 32 kms. in diameter, includes the centre of the northeast portion of the isoseismal 7, its own centre lying about 10 kms. to the northeast.

Digitized by Google

It is evident that the two parts of the shock originated in two detached foci; though, in the intervening region of the fault, there must have been a slight displacement sufficient to account for the tremor connecting the two series of vibrations. The two epicentres cannot be far distant from the centres of the two portions of the isoseismal 7, and are therefore about 27 kms. apart. It follows, from the relative intensity of the two parts of the shock, that the impulse in the southwestern focus took place a few seconds at most before the other and that it was slightly the stronger, the latter inference being confirmed by the larger size of the southwestern portion of the isoseismal 7; also that every point of the disturbed area was reached first by the vibrations from the southwestern focus. The second part was the more intense within the circular region near the northeastern epicentre owing to the proximity of the corresponding focus.

Seismographic Record. The earthquake was registered by the Omori horizontal pendulum at Birmingham, which lies 121 kms. S. 28° W. of the southwestern epicentre. The record is very minute, the range (or double amplitude) of the largest waves being less than $^1/_4$ mm., and corresponding to a movement of the ground of about $^1/_{80}$ mm. The remaining vibrations are represented by mere notches on the trace, and in parts these cannot be separated. Altogether, there appear to be about 30 vibrations in about 15 seconds. The exact time of the first movement cannot be determined.

Sound-phenomena. The boundary of the sound-area is indicated on the map (Fig. 14) by the dotted line. It is 218 kms. long, 185 kms. wide, and contains about 30000 sq.kms. The sound was heard by 93 per cent. of the observers over the whole disturbed area, and this high percentage is maintained to a considerable distance from the epicentre, being 94 within the isoseismal 7, 94 between the isoseismals 7 and 6, 93 between the isoseismal 6 and 5, 86 between the isoseismals 5 and 4, and 67 between the isoseismal 4 and the boundary of the sound-area. There is no sensible variation in the audibility with the direction from the epicentres, a result which is in agreement with the absence of a synkinetic band.

The sound was compared to passing waggons, etc., in 43 per cent. of the records, to thunder in 29 per cent., to wind in 12, to loads of stones falling in 4, to the fall of a heavy body in 4, to explosions in 6, and to miscellaneous sounds in 2 per cent. The

Digitized by Google

beginning of the sound preceded that of the shock in 73 per cent. of the records, coincided with it in 18, and followed it in 9 per cent.; the instant when the sound was loudest preceded that when the shock was strongest in 24 per cent. of the records, coincided with it in 64, and followed it in 12 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 12 per cent. of the records, coincided with it in 46, and followed it in 42 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 74 per cent. of the records, equal to it in 20, and less than it in 6 per cent.

Origin of the Crowle Earthquake of 1902 and the Doncaster Earthquakes of 1905. The only known element of the fault in which the Crowle earthquake originated is its mean direction, which is about E. 25° N. That of the corresponding fault for the Doncaster earthquake is about E. 38° N. From the relative positions of the isoseismals of the later earthquake, it may be inferred that the fault hades to the northwest in the southwestern focus and to the southeast in the northeastern focus, and this inference is confirmed by the divergence of the line of centres of the isoseismal 7 which is directed northeast.

The connexion of the two earthquakes with the same parent fault is probable for the following reasons: (1) both earthquakes occurred in a district which is remarkably free from such disturbances, (2) the northeastern centre of the Doncaster earthquake is close to the minor axis of the disturbed area of the Crowle earthquake, and (3) the direction assigned to the originating fault in each case is nearly the name.

Assuming the existence of this connexion, the first movement took place in 1902 in the northeastern focus. Three years later, a much more important and double movement occurred (for the foreslip in 1905 was of little consequence), the first part in the southwestern focus, and rapidly extending across the interfocal region until another large slip took place within the northeastern focus. It was probably owing to the relief of stress in the latter focus three years before, that the movement in the southwestern focus occurred first and was slightly the stronger, and that equilibrium was restored within the interfocal region by a slip between the two chief impulses, rather than, as is usual in twin earthquakes, within some hours or days afterwards.

Digitized by Google

50—58. Ochil Earthquakes: Apr. 23—Dec. 22, 1905

50. *Apr. 23, 1905.* Time of occurrence, 12.15 a. m.

A distinct shock felt at Red Carr, near Blairlogie (see Fig. 15).

51. *July 23, 1905.* Time of occurrence, 12.15 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 4 in lat. 56° 11.3′ N., long. 3° 47.6′ W.: Number of records 33, from 16 places, and negative records from 4 places.

The boundary of the disturbed area is an isoseismal of intensity 4. It is 26 1/2 kms. long, 17 kms. wide, and 352 sq.kms. in area; its centre is 5 1/2 kms. northeast of Menstrie, and the direction of its longer axis is E. 27° N. The southern portion (which is all that can be drawn) of the isoseismal 5 is 2 1/2 kms. from the isoseismal 4.

The shock consisted of one or more prominent vibrations followed by a series of tremors. It seemed as if a very heavy dead weight had suddenly fallen on the floor, the house quivering after the fall. The mean duration of the shock was 3 seconds.

The sound was heard by 80 per cent. of the observers, 17 per cent. of whom compared it to passing waggons, etc., 10 per cent. to thunder, 27 to wind, 40 to the fall of a heavy body, 3 to explosions, and 3 to miscellaneous sounds. The beginning of the sound preceded that of the shock in 37 per cent. of the records, coincided with it in 26, and followed it in 37 per cent., while the end of the sound preceded that of the shock in 18 per cent. of the records, coincided with it in 18, and followed it in 64 per cent. In every case, the duration of the sound was greater than, or equal to, that of the shock.

52. *July 26, 1905.* Time of occurrence, 6.3 p. m.; Intensity 4; Number of records 9, from 7 places.

The shock was felt at Alva, Gogar, Logie, Menstrie, Sauchie, Tillicoultry and Tullibody. The disturbed area thus coincided nearly with the central portion of that of the preceding earthquake, and probably contained less than 130 sq.kms. The shock was of the same nature, its duration being 1 1/2 or 2 seconds. At Menstrie, the noise was as loud as that of thunder overhead.

53. *Sep. 21, 1905: Principal Earthquake.* Time of occurrence 11.33 p. m.; Intensity 6; Centre of isoseismal 5 in lat. 56° 11.8′ N., long. 3° 45.5′ W.; Number of records, 139, from 57 places, and 22 negative records from 19 places (Fig. 15).

Digitized by Google

On the map (Fig. 15) are shown three isoseismal lines, corresponding to intensities 5, 4 and 3, the dimensions of which are as follows:

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
6	21	13	212
5	33	22	588
4	54	43	1813

The isoseismal 5 is the most accurately drawn of the series. Its centre is 5 kms. N. 25° E. of Menstrie, and the direction of its longer axis E. 29° N. The distances between successive pairs of isoseismals towards the north and south respectively are 5 and 3 1/2 kms., and 12 and 8 kms. The shock was felt at places from 5 to 7 kms. from the isoseismal 4. The disturbed area must therefore have been about 2600 sq.kms.

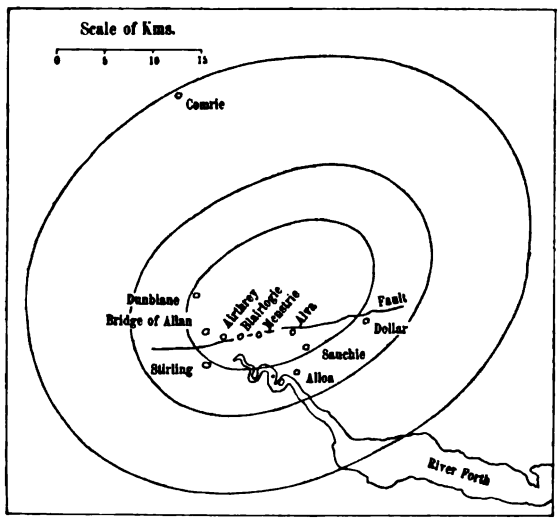


Fig. 15.

The shock again resembled that produced by the falling of a heavy body, but the prominent vibrations were preceded as well as followed by tremulous motion. The mean duration was 3.4 seconds.

The sound was heard by 84 per cent. of the observers, of whom 24 per cent. compared it to passing waggons, etc., 16 per cent. to thunder, 8 to wind, 10 to loads of stones falling, 24 to the fall of a heavy body, 16 to explosions, and 2 per cent. to miscellaneous sounds. The beginning of the sound preceded that of the shock in 49 per cent. of the records, coincided with it in 44, and followed it in 7 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 15 per cent. of the records, coincided with it in 55, and followed it in 30 per cent. The duration of the sound was greater

Digitized by Google

than that of the shock in 44 per cent. of the records, and equal to it in 56 per cent.

54. *Sep. 22, 1905.* Time of occurrence, about 1.30 a. m.

A tremor felt at Alloa and Bridge of Allan.

55. *Sep. 25, 1905.* Time of occurrence, early morning.

The exact time at which the earthquake occurred is unknown. A tremor, evidently very slight, was felt at Alloa and Cambus.

56. *Sep. 30, 1905.* Time of occurrence, 9.45 p. m.

A slight shock was felt at Menstrie, accompanied by a rumbling noise, as if a heavy body were rolled allong the ground, bumping every now and then.

57. *Oct. 29, 1905.* Time of occurrence, 10.53 a. m.

An earth-sound, resembling distant thunder, and without any accompanying tremor, was observed at Menstrie.

58. *Dec. 22, 1905.* Time of occurrence, 9.15 p. m.

A slight shock was felt at Menstrie.

59. Fort William Earthquake: May 7, 1906.

Time of occurrence, 8.20 p. m.

A slight shock was felt at Fort William, lasting about 2 seconds, and preceded by a rumbling noise. The earthquake was probably due to a slip along the great boundary fault which runs in a south-westerly direction from Inverness.

60. Swansea Earthquake: June 27, 1906.

Time of occurrence, 9.45 a. m.; Intensity 8; Centre of isoseismal 8 in lat. 51° 38.0′ N., long. 4° 0.3′ W.; Number of records, 1168, from 607 places, 89 negative records from 84 places, and 53 records from 39 mines (Figs. 16, 17).

Time of occurrence. Excluding approximate estimates of the time of occurrence, the number of records is 651. Of these, 108 are regarded by their observers as being accurate to the nearest minute, the average of 21 records from places within the isoseismal 8 being $9^h\ 45.2^m$, and of 87 records from places outside this isoseismal $9^h\ 45.6^m$.

Isoseismal Lines and Disturbed Area. On the map (Fig. 16) are shown six isoseismal lines corresponding to intensities 8—3, represented by continuous lines, broken in the portions where their course is doubtful. The isoseismal 8 (Figs. 16, 17) is an elongated

Digitized by Google

ellipse, with its centre 5 kms. west of Swansea, and its longer axis directed E. 5° N. Damage to buildings, chiefly the fall of chimneys, is reported from 40 towns and villages within the isoseismal line. The dimensions of the isoseismals are given in the following table:

Isoseismal	Length kms.	Width kms.	Area sq. kms.
8	42	23	774
7	100	69	5490
6	187	127	17300
5	262	208	43000
4	381	327	98000
3	488	441	173000

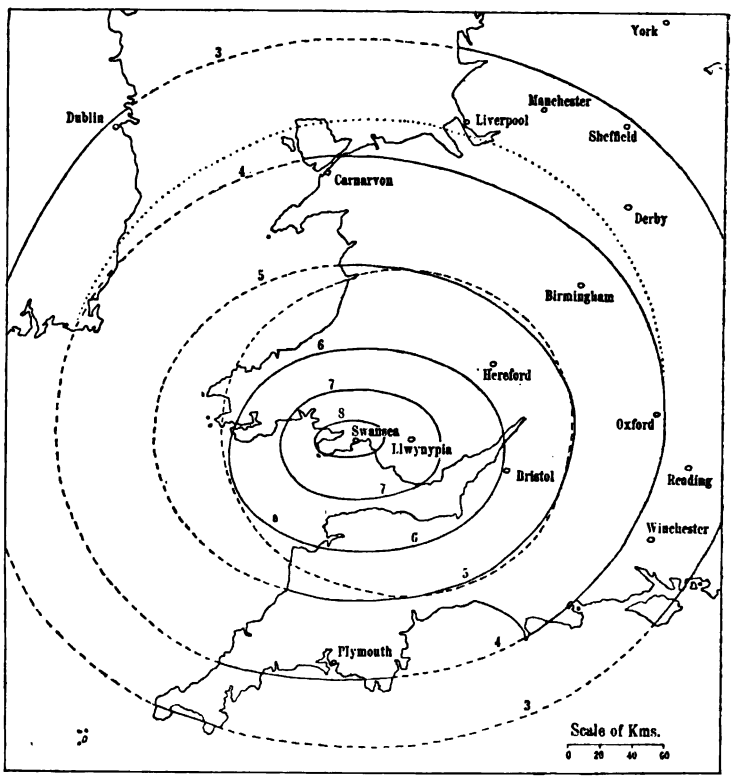


Fig. 16.

The distances between successive pairs of isoseismals towards the south and north respectively are 27 and 19 kms., 34 and 26 kms., 30 and 51 kms., 50 and 68 kms., and 42 and 72 kms. It will be

Digitized by Google

noticed that the isoseismals 8 and 7 are not concentric, the distance between them being 21 kms. towards the west and 37 kms. towards the east. This excentricity of the innermost isoseismal is a characteristic feature of a twin earthquake in which the two impulses differ considerably in intensity.

Although the shock was observed at a few places outside the isoseismal 3, the disturbed area may be regarded as bounded by this line, and therefore as containing 173000 sq.kms. During the last 25 years, this area has been exceeded only by that of the Hereford earthquake of 1896, which amounted to 254000 sq.kms.

Nature of the Shock. To most observers, the shock appeared to consist of a single series of vibrations, gradually increasing in intensity and then dying away. Others (including about 16 per cent. of all the observers) noticed two distinct parts, differing considerably in strength, and separated by an interval of rest and quiet lasting on an average for 2.2 seconds. The first part of the shock was regarded as the stronger at places situated within an oval area, lying to the east of the isoseismal 8. This area, the boundary of which is indicated by the broken line in Fig. 17, is 37 kms. long from east to west, and 35 kms. wide. Outside this area, the second part of the shock was stronger than the first. From this law of variation in relative intensity, it follows that (1) a second focus must be situated not far from the western boundary of the oval area[1]), (2) the intensity of the disturbance within this focus was less than that within the Swansea focus, (3) the greater intensity of the first part of the shock within the oval area was due to the proximity of the area to the second focus, and (4) the interval between the two impulses was so long that the vibrations from the eastern focus were felt everywhere before those from the western or Swansea focus.

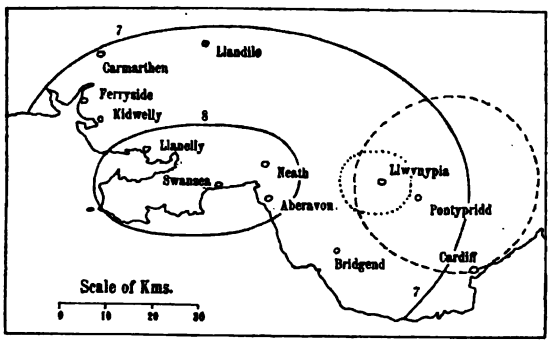


Fig. 17.

[1]) See Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 61, 1905, pp. 26—27.

Digitized by Google

As the vibrations from the eastern focus always preceded those from the other, the area over which the twin-shock was felt is the disturbed area of the impulse within the eastern focus. This area is 217 kms. long from east to west, 204 kms. wide, and contains 35000 sq.kms. Its centre is situated about 32 kms. east of the centre of the isoseismal 8.

Seismographic Records. The earthquake was recorded at 9^h 45.0^m, a. m. by Milne horizontal pendulums at Shide and Bidston, which are 217 and 209 kms. respectively from the Swansea epicentre. At Shide the maximum amplitude was 0.2 mm. and the duration of the disturbance 3 minutes; at Bidston, the maximum amplitude was 0.5 mm. and the duration 6.8 minutes. The register of the Omori horizontal pendulum at Birmingham, which is 177 kms. from the Swansea epicentre, shows with the aid of the lens, a series of minute waves lasting for about a quarter of a minute.

Sound-phenomena. The boundary of the sound-area (which is indicated by the dotted line in Fig. 16) encloses a district 381 kms. long from east to west, 351 kms. wide and containing 105000 sq. kms. The sound was heard by 97 per cent. of the observers within the isoseismal 8, by 90 per cent. between the isoseismals 8 and 7, by 92 per cent. between the isoseismals 7 and 6, by 75 per cent. between the isoseismals 6 and 5, by 60 per cent. between the isoseismals 5 and 4, and by 25 per cent. between the isoseismal 4 and the boundary of the sound-area. In 47 per cent. of the records, the sound is compared to passing waggons, etc., in 20 per cent. to thunder, in 7 to wind, in 5 to loads of stones falling, in 7 to the fall of a heavy body, in 13 to explosions, and in 1 per cent. to miscellaneous sounds. The beginning of the sound preceded that of the shock in 62 per cent. of the records, coincided with it in 28, and followed it in 10 per cent.; the instant when the sound was loudest preceded that when the shock was strongest in 30 per cent. of the records, coincided with it in 62, and followed it in 8 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 17 per cent. of the records, coincided with it in 59, and followed it in 24 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 61 per cent. of the records, equal to it in 35, and less than it in 4 per cent.

Observations in Mines. The country included within the isoseismal 7 is one of the most important mining districts in Great Britain,

Digitized by Google

and the earthquake was observed in pits distributed over an area 79 kms. in length from east to west.

The underground observations throw an unexpected light on the position of the eastern focus. In eight pits lying within the area bounded by the dotted line in Fig. 17, the heaving of the floor was distinctly noticed, while, in those situated in the surrounding district, the shock was a mere tremor. This area is 14 1/2 kms. long from east to west and 13 kms. wide. Its centre is situated in lat. 51° 37.9′ N., long. 3° 28.8′ W., or 36 kms. due east of the centre of the isoseismal 8. As this point is close to the centre of the area within which the twin-shock was perceptible, and also lies within, and near the western margin of, the area in which the first part of the shock was stronger than the second, it must coincide nearly with the epicentre of the eastern focus.

Even in pits close to one of the epicentres, the shock was not uniformly felt by all the men underground. It was most sensible to those who were sitting at the time or working at the coal-face, and it had little effect on the roof and floor of the workings. The observations in mines lead to three conclusions of some importance: (1) the shock and sound were observed underground over the same area, (2) in pits not more than 8 kms. from the nearest epicentre the sound seemed to pass below the workings, in those at a greater distance, as a rule, to pass overhead or to travel along the workings; and (3) the shock appears to have been felt more severely in the lower than in the upper workings of a pit.

Doubtful Minor Shocks. In addition to the earthquake above described, the following minor shocks are reported by single observers:

Day	Hour	Place	Nature
June 26	ab. 8 p. m.	Aberavon	Slight shock
„ 26	ab. 11.30 p. m.	Ferryside	Sound
„ 27	ab. 12.45 a. m.	„	„
„ 27	ab. 1 a. m.	Aberavon	Slight shock
„ 27	ab. 2 a. m.	Llandilo	Slight shock with rumbling noise
„ 27	ab. 8.15 a. m.	Ferryside	Shock accompanied by a heavy thud
„ 27	10.14 a. m.	Ystalyfera	Very slight shock
„ 28	2.5 a. m.	Lower Cwmtyrch	Slight shock
„ 30	11.30 p. m.	Neath	„ „
Oct. 9	3.15 p. m.	Between Pontardulais and Llanedy	Two sounds like distant thunder, two minutes apart, each accompanied by a slight tremor.

Digitized by Google

Origin of the Earthquake. The elements of the originating fault, as determined by the seismic evidence are: (1) the mean direction of the fault in the neighbourhood of Swansea is E. 5° N.; (2) its hade in the same district is towards the south, and (3) the fault must pass a short distance to the north of Swansea, and probably not far from the line passing through Llanelly, Loughor, Morriston and Neath.

The principal focus, with its centre below a point about 5 kms. west of Swansea, must have been about 16 or 20 kms. in length, and possibly extended from near Llanelly to near Neath. The minor focus, with its centre 36 kms. east of the other, was probably not more than a few kilometres in length.

There is no known fault in the position assigned by the seismic evidence, though there is an east-west fault of considerable magnitude about 8 or 9 kms. to the south. In addition, however, to the faults mapped on the surface, there are many others which have been discovered from the surveys in the mines, and it is thus probable that the Swansea earthquake was due to movements along a more deeply-seated fault which has not yet affected the superficial beds.

The earthquake was clearly a twin-earthquake, the first movement occurring in the eastern focus, followed, after the lapse of a few seconds, by a much more important slip within the western focus.

61. Carnarvon Earthquake: June 29, 1906.

Time of occurrence, 3.2 a. m.; Intensity 4; Centre of disturbed area in lat. 52° 9.2′ N., long. 4° 10.7′ W.; Number of records 23, from 15 places, and 17 negative records from 13 places (Fig. 9).

The broken line on the map (Fig. 9) represents the boundary of the disturbed area, which is 26 kms. long from northeast to southwest, 23 kms. wide, and contains 471 sq.kms. Its centre is 6½ kms. E. 15° N. of Carnarvon, and 17½ kms. E. 40° N. of the centre of the isoseismal 7 of the principal earthquake of June 19, 1903 (No. 32). The direction of the longer axis is approximately northeast.

The shock consisted of a single series of vibrations lasting as a rule only a few seconds.

The sound, which lasted about 5 seconds, was heard by all the observers, and was compared to passing waggons, etc., in 32 per cent. of the records, to thunder in 53 per cent., to wind in 5, to loads of stones falling in 5, and to miscellaneous sounds in 5 per cent.

Digitized by Google

Now the centre of the isoseismal 7 of the principal earthquake of June 19, 1903, and the disturbed areas of the after-shock on the same day at 11.8 a. m. (as well as of two other after-shocks, nos. 33 and 37) and the earthquake of 1906, lie nearly on a straight line directed within a few degrees of northeast. From the first centre, the other two are distant approximately 13 and 17½ kms. to the northeast. Moreover, the longer axes of all three curves are very nearly parallel, and also directed to the northeast. There can therefore be little doubt that all three earthquakes are connected with the same fault, and that this fault is the great Aber-Dinlle fault, the course of which is traced in Fig. 9. Thus, the slip which caused the earthquake of 1906 took place close to the northeast margin of the focus of 1903, and resulted in a farther extension of the region of displacement towards the northeast.

62—65. Ochil Earthquakes: July 3—Aug. 24, 1906.

62. *July 3, 1906.* Time of occurrence, 2.15 p. m.

A slight shock, of intensity 3, was felt at Menstrie, accompanied by a sound like the fall of a heavy body.

63. *July 4, 1906.* Time of occurrence, 3.45 a. m.; Intensity 4; Number of records 9, from 6 places, and 11 negative records from 10 places.

The shock was felt at Airthrey, Alva, Blairlogie, Menstrie, Red Carr and Tullibody. The shock was a quivering thud, strongest near the beginning, and lasting 2 seconds. The sound was heard by all the observers and was compared either to the fall of a heavy body or to an explosion.

64. *July 7, 1906.* Time of occurrence, 5.29 a. m.; Intensity 4; Number of records 5, from 2 places.

The shock was felt at Alva and Menstrie. The sound was heard by all the observers, and was compared to the fall of a heavy body.

65. *Aug. 24, 1906.* Time of occurrence, 5.25 p. m.

A very slight shock, felt at Menstrie.

66. Derby Earthquake: Aug. 27, 1907.

Time of occurrence, 5.56 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 55° 0.8′ N., long. 1° 42.3′ W.; Number of records 131 from 79 places, and 85 negative records from 79 places (Fig. 18).

Digitized by Google

The number of records of the time of occurrence is 72, and the mean of 13 records, which are regarded as accurate to the nearest minute, is 5.56 a. m.

The continuous curves on the map (Fig. 18) represent isoseismals of intensities 5 and 4, and the broken line the isoseismal 7 of the Derby earthquake of July 3, 1904. The isoseismal 5 is elliptical in form, 27 kms. long, 18 kms. wide, and 381 sq.kms. in area. The longer axis is directed N. 25° E. The centre of the curve lies 1½ kms. southeast of Ashbourne, and about 1 km. from the centre of the isoseismal 7 of the earthquake of 1904. The isoseismal 4 (which is less accurately drawn) is 77 kms. long, 58 kms wide, and contains about 3500 sq.kms., the distance from the isoseismal 5 both to the northwest and southeast being about 21 kms. The shock was also felt at eight other places outside the isoseismal 4, at distances ranging up to 9 kms. from the curve. The total area disturbed by the earthquake must therefore be about 5400 sq.kms.

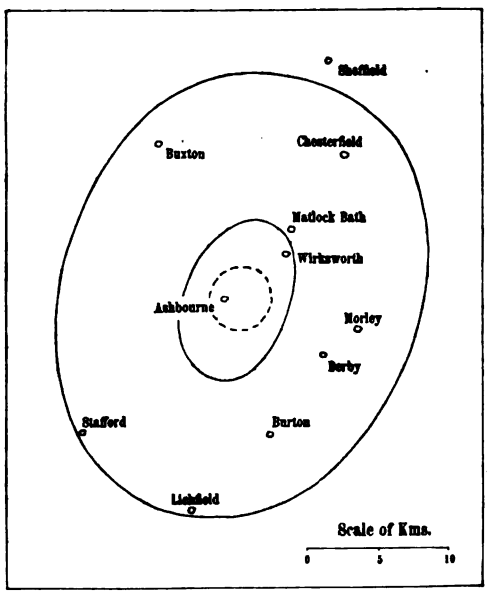


Fig. 18.

As a rule, the shock appeared to consist of a single series of vibrations, with a mean duration of 2.7 seconds. According to 11 observers, however, the shock consisted of two distinct parts, separated by an average interval of 2.6 seconds, one part being so much weaker than the other that it generally escaped notice. The first part was the stronger at Breaston, Clifton, Edlaston and Morley, and the second at Bradbourne and Kirk Ireton. Now, Morley lies on the minor axis of the isoseismals, the first three places to the south of that axis, and the last two on the north side. Thus, there must have been a second epicentre to the north of that near Ashbourne, and the synkinetic band must have been curved, with its concavity towards the second epicentre. The evidence is insufficient to determine the

Digitized by Google

position of this epicentre. The mean interval between the two parts, however, was nearly the same as in the earthquake of 1904 (2.6 as compared with 2.1 seconds), and it is therefore probable that the second epicentre coincided with the northern epicentre of 1903 and 1904, lying about 5 kms. west of Wirksworth.

The sound was heard by 88 per. cent. of the observers within the isoseismal 5, and by 64 per cent. between the isoseismals 5 and 4, altogether by 71 per cent. of the observers. It was compared to passing waggons, etc., in 61 per cent. of the records, to thunder in 13 per cent., to wind in 4, to loads of stones falling in 10, to the fall of a heavy body in 9, and to explosions in 4 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 54 per cent. of the records, coincided with it in 35, and followed it in 1 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 24 per cent. of the records, coincided with it in 48, and followed it in 28 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 59 per cent. of the records, equal to it in 37, and less than it in 4 per cent.

The three Derby earthquakes of 1903, 1904 and 1906 in all probability originated in the same twin foci, and the direction of the longer axis in 1906 confirms the conclusion deduced from the other earthquakes that the mean direction of the originating fault is N. 26° E. In each of three earthquakes, the impulse within the southwest focus was the stronger; in 1903, the impulse occurred simultaneously, while in 1904 the northeast focus, and in 1906 the southwest focus, was the first in action. The existence of a syn-kinetic band in 1906, shows that this earthquake, like the two others, was a true twin earthquake.

67—81. Ochil Earthquakes: Sept. 28—Dec. 31, 1906.

67. *Sep. 29, 1906.* Time of occurrence, 12.25 p. m.

A slight shock felt at Blairlogie, Menstrie and Red Carr, and accompanied by sound.

68. *Oct. 3, 1906.* Time of occurrence, 4.32 a. m.

A shock, strong enough to awake several observers, was felt at Blairlogie and Menstrie. The accompanying sound was like a distant cannon-shot.

69. *Oct. 8, 1906.* Time of occurrence, 7.24 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 4 in lat. 56° 10.9′ N., long. 3° 51.3′ W.;

Digitized by Google

Number of records 23, from 14 places, and 8 negative records from 6 places.

The disturbed area, bounded by the isoseismal 4, is 19 kms. long, 16 kms. wide and 235 sq. kms. in area, its centre being 3 kms. north of Menstrie. The mean duration of the shock was 2 seconds. The sound was heard by 86 per cent. of the observers, and in 57 per cent. of the records was compared to the dull concussion caused by the fall of a heavy body.

70. *Oct. 8, 1906.* Time of occurrence, 8.16 a. m.; Intensity 4; Number of records 10, from 8 places, and negative records from 3 places.

A shock, much slighter than the last, was felt at Airthrey, Alva, Blairlogie, Bridge of Allan, Dunblane, Logie, Menstrie and Red Carr. The disturbed area was about 16 kms. long, 10 kms. wide and 117 sq.kms. in area, its centre being 3 kms. N. 5° W. of Menstrie. The shock consisted of two vibrations, lasting not more than 2 seconds, and was accompanied by a sound resembling that of a muffled explosion.

71. *Oct. 12, 1906.* Time of occurrence, 7.20 a. m.

A slight shock, felt at Menstrie.

72. *Oct. 20, 1906.* Time of occurrence, 7.15 a. m.

A slight tremor and sound were observed at Airthrey.

73. *Oct. 24, 1906.* Time of occurrence, 7.11 p. m.

A report, like that of a distant cannon, was heard at Menstrie.

74. *Oct. 26, 1906.* Time of occurrence, 7.15 p. m.

A slight shock, accompanied by sound, was felt at Airthrey; the shock was also felt at Menstrie.

75. *Oct. 30, 1906.* Time of occurrence, 12.15 p. m.

A slight shock, accompanied by sound, was felt at Menstrie.

76. *Dec. 28, 1906.* Time of occurrence, 4.12 p. m.; Intensity 6; Centre of isoseismal 4 in lat. 56° 11.3′ N., long. 3° 51.0′ W.; Number of records 10, from 7 places, and negative records from 5 places.

The shock consisted of two prominent vibrations followed by a tremor, its intensity being 6 at Menstrie and 4 at other places. The disturbed area is about 18 kms. long, 14 kms. wide, and contains about 182 sq.kms.; its centre being 4 kms. north of Menstrie. The sound was heard by 78 per cent. of the observers, and was generally compared to the fall of a heavy body or an explosion. From the rapid decline in intensity outwards from Menstrie, it follows that the focus was situated at a slight depth.

Digitized by Google

77. *Dec. 29, 1906.* Time of occurrence. 1.30 p. m.

A slight shock, accompanied by a noise like the fall of a heavy body, was felt at Airthrey.

78. *Dec. 30, 1906.* Time of occurrence, about 1 a. m.

A shock, which woke several people, was felt at Menstrie.

79. *Dec. 30, 1906.* Time of occurrence, 2.10 p. m.; Intensity 3.

The shock was felt at Airthrey, Alva, Dunblane, Menstrie and Red Carr. The sound resembled that cause by the fall of a heavy body.

80. *Dec. 30, 1906.* Time of occurrence, 4.15 p. m.; Intensity 6; Centre of isoseismal 4 in lat. 56° 10.8′ N., long. 3° 51.3′ W.; Number of records 13, from 8 places, and 6 negative records from 5 places.

The disturbed area is about 18 kms. long, and 14 kms. wide, and contains about 212 sq.kms., its centre being about 3 kms. north of Menstrie. The intensity of the shock was 6 at Menstrie and 4 at other places. The sound was heard by all the observers, and in half of the records was compared either to the fall of a heavy body or to an explosion.

81. *Dec. 31, 1906.* Time of occurrence, 1 a. m.

A shock, strong enough to awake several persons, was felt at Menstrie, and was accompanied by sound.

82. Oban Earthquake: Jan. 17, 1907.

Time of occurrence, 1.54 p. m.; Intensity, not less than 6; Centre of disturbed area in about 56° 26′ N., long. 5° 21′ W.; Number of records 57, from 36 places.

The area disturbed by the earthquake is mountainous and contains but few towns and villages, and it has not been found possible to obtain sufficient materials for drawing the isoseismal lines. The boundary of the disturbed area passes to the north of Fort William and Inverlochy, some kilometres to the west of Aros in the island of Mull, and to the south of Ardrishaig, Lochgilphead and Glendaruel in Argullshire. It is about 111 kms. long, 93 kms. wide, and contains about 8000 sq.kms. Its centre is about 8 kms. east of Oban, and its longer axis is directed about northeast. The shock was strong enough to cause some slight damage to buildings at Kilninver and near Kilmelford.

The shock consisted of two distinct parts, separated by an interval, the average length of which was 2.3 seconds. The mean duration of the shock was 5 1/2 seconds.

Digitized by Google

The sound was heard by 98 per cent. of the observers, and was compared to passing waggons, etc., in 44 per cent. of the records, to thunder in 23 per cent., to wind in 2, to loads of stones falling in 10, to the fall of a heavy body in 4, and to explosions in 17 per cent. The beginning of the sound preceded that of the shock in 67 per cent. of the records, coincided with it in 29, and followed it in 4 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 8 per cent. of the records, coincided with it in 38, and followed it in 54 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 81 per cent. of the records, and equal to it in 19 per cent.

The earthquake may have been caused by a slip along the great northern boundary fault which traverses Scotland in a southwesterly direction from Inverness; but the evidence is so scanty that nothing more than the possibility of such a connexion can be suggested.

83–92. Ochil Earthquakes: Feb. 10—Apr. 11, 1907.

83. *Feb. 10, 1907.* Time of occurrence, 5.40 p. m.

A slight shock, felt at Menstrie.

84. *Mar. 10, 1907.* Time of occurrence, 7.33 p. m.; Intensity 5; Number of records 6 from 4 places.

A shock, rather stronger than usual, was felt at Airthrey, Alva, Bridge of Allan and Menstrie. It consisted of two prominent vibrations, and was accompanied by a loud report like that of an explosion.

85. *Apr. 7, 1907.* Time of occurrence, 11.11 p. m.

A very slight shock, felt at Menstrie, the attendant noise being the more prominent feature.

86. *Apr. 7, 1907.* Time of occurrence, 11.19 p. m.

A slight shock, consisting of two vibrations, was felt at Menstrie.

87. *Apr. 8, 1907.* Time of occurrence, 6.45 a. m.

A slight shock, felt at Menstrie.

88. *Apr. 10, 1907.* Time of occurrence, 5.30 a. m.; Intensity 4.

A shock, accompanied by sound, observed at Menstrie and Red Carr.

89. *Apr. 11, 1907.* Time of occurrence, 5.40 a. m.: Intensity 4.

The shock was felt at Airthrey, Menstrie and Red Carr.

90. *Apr. 11, 1907.* Time of occurrence, 6.5 a. m.

A shock, with very slight noise, observed at Menstrie.

91. *June 14, 1907.* Time of occurrence, 1.59 a. m.

Digitized by Google

A slight shock, felt at Menstrie, consisting of two vibrations, each accompanied by a banging noise.

92. *June 21, 1907.* Time of occurrence, 3.36 p. m.; Intensity 4.

A rather strong shock, felt at Alva and Menstrie, and preceded and accompanied by a loud rumbling noise.

93. Swansea Earthquake: July 3, 1907.

Time of occurrence, 3.40 a. m.; Intensity 4; Centre of isoseismal 4 in lat. 51° 38.1′ N., long. 4° 2.8′ W.; Number of records 21, from 14 places, and 13 negative records from 12 places.

The isoseismal 4 coincides with the isoseismal 8 of the Swansea earthquake of June 27, 1906 (No. 60, Fig. 17), towards the north, west and south, falling short of the latter curve towards the east by about 6½ kms. It is 37 kms. long, 22½ kms. wide, and contains about 650 sq.kms. Its centre is 9 kms. west of Swansea and 3 kms. west of the centre of the isoseismal 8 of the earthquake of 1906. Its longer axis is directed about E. 4° N, or is nearly parallel to that of the latter curve.

The shock consisted of a single series of vibrations, with an average duration of 3¾ seconds. The sound was heard by all the observers, and was compared to passing waggons, etc., in 27 per cent. of the records, to thunder in 45 per cent., to the fall of a heavy body in 9, and to miscellaneous sounds in 18 per cent.

Since the line joining the centres of the isoseismal 8 of the earthquake of 1906 and the isoseismal 4 of the earthquake of 1907 is nearly parallel to the longer axes of both curves, it follows that both earthquakes are connected with the same fault, the region of maximum displacement in 1907 being about 3 kms. to the west of that in the previous year.

94—96. Ochil Earthquakes: July 5 and 21 or 28, 1907.

94. *July 5, 1907.* Time of occurrence, 9.48 p. m.

A slight shock consisting of a single vibration, felt at Menstrie.

95. *July 21 or 28, 1907.* A slight shock felt early in the evening (between 5 and 7.30 p. m.) at Menstrie. The record of the earthquake was communicated some time after its occurrence, and the exact day and time (one of the last two Sundays in July) cannot now be determined.

96. *Sep. 18, 1907.* A very slight shock felt at Menstrie at about 5.30 p. m.

Digitized by Google

Note on the Ochil Earthquakes of 1900—1907.

The recent series of earthquakes felt chiefly in the district lying on the south side of the Ochil Hills includes four shocks felt in 1900 (Sep. 17 at 3.30 p. m., 10.5 p. m. and 10.15 p. m., and Sep. 22 at 4.30 p. m.) and 43 described in the present paper. They may be divided into three classes, namely, (1) the principal earthquake of Sep. 21, 1905, which disturbed an area of about 2600 sq.kms.; (2) the earthquakes of Sep. 17, 1900 (10. 17 p. m.), July 23, 1905, and Oct. 8 (7.24 a. m.), Dec. 28 and Dec. 30 (4.15 p. m.), 1906, the average disturbed area of which was 260 sq.kms.; and (3) the remaining earthquakes, the disturbed areas of which rarely, if ever, exceeded 150 sq.kms.

Nature of the Ochil Earthquakes. When the shock was of intensity equal to or greater than 4, it consisted almost invariably of one or two prominent vibrations, generally followed by a brief tremor. The shocks of intensity less than 4 were tremors only, though even in these cases the accompanying sound frequently resembled the report of a distant cannon or the noise caused by the fall of a heavy weight.

The sound was heard by 84 per cent. of the observers of the principal earthquake, by 90 per cent. of those of the second class, and by 95 per cent. of those of the third class. The nature of the sound also differed in the three classes of earthquakes, being compared more frequently to the fall of a heavy body or an explosion, and less frequently to passing waggons, etc., in the shocks of the third class than in the others. In the first class, 51 per cent., in the second 52 per cent., and in the third 73 per cent., of the types of comparison are of short duration. Again, the beginning of the sound coincided with that of the shock in 44 per cent. of the records of the first class, in 52 per cent. of those of the second, and in 64 per cent. of those of the third; while the end of the sound coincided with that of the shock in 55 per cent. of the records of the first class, in 57 per cent. of those of the second, and in 83 per cent. of those of the third. The duration of the sound was equal to that of the shock in 56 per cent. of the records of the first class, in 65 per cent. of those of the second, and in 100 per cent. of those of the third. Thus, the weaker the shock, the greater is the percentage of audibility, the more numerous are the references to types of brief duration, and the more closely does the sound approach to coincidence with the shock.

Digitized by Google

Origin of the Ochil Earthquakes. The mean direction of the originating fault lies between E. 11° N. and E. 27° N. (the exact direction being uncertain, owing to the paucity of observations in some parts of the disturbed area), and its hade is to the north. The fault-line must pass not more than a few kilometres on the south side of the centre of the isoseismal lines, and probably not far from Menstrie, where the intensity of several of the aftershocks was unusually great. Now, the epicentral district is traversed by the great Ochil fault (the course of which is shown in Fig. 15). As will be seen, it passes through or near Menstrie and several of the villages at which so many of the slighter shocks were felt. Its mean direction is E. 13° N. In the district between Blairlogie and Alva, which includes most of the epicentres, its hade is unknown; but, farther east, near Dollar, it hades towards the south. The correspondence between the other elements of the Ochil fault and of the originating fault being so close, it seems probable that a change of hade occurs to the west of Dollar, and that all of the earthquakes described above were due to slips along this fault, and in many cases at a very small depth.

The portion of the fault-surface affected by the recent displacements extends from near Airthrey to a point 1 1/2 kms. east of Tillicoultry, a distance of about 13 kms. In the two stronger earthquakes of 1900, the centres of the foci lie about 1 1/2 kms. east of Menstrie. Neglecting the two small creeps in 1903 and April 1905, the next and easternmost slip occurred on July 23, 1905, the centre of the focus being about 4 kms. east of Menstrie. This was followed by the greatest displacement of all, the centre of which lies about 2 3/4 kms. east of Menstrie. The succeeding slips were all confined within a comparatively small region of the fault, the centre of the foci in the four shocks of Oct. 8 (7.24 and 8.16 a. m.), Dec. 28, and Dec. 30 (4.15 p. m.), 1906, being all within 3/4 km. of Menstrie. The majority of the slight after-slips affected a very small region close to Menstrie, but a few (such as those on Sep. 28, Oct. 3 and 26, Dec. 30, 2.10 p. m., 1906, and Mar. 19, 1907) probably occurred about 1 1/2 kms. to the west of that village.

97. Malvern Earthquakes: Sep. 27, 1907.

Time of occurrence, 8.12 a. m.; Intensity 5; Centre of isoseismal 5 in lat. 52° 6.6′ N., long. 2° 16.8′ W.; Number of records 107, from 40 places, and negative records from 6 places.

Digitized by Google

The isoseismal 5 is 14½ kms. long, 11 kms. wide and contains 134 sq.kms. Its centre lies about 2 kms. east of Great Malvern, and its longer axis is directed N. 6° E. The outer isoseismal corresponds to an intensity slightly less than 4. It is 29 kms. long, 23 kms. wide and 534 sq.kms. in area, and is separated from the isoseismal 5 by a distance of 5½ kms. to the west and 6½ kms. to the east. The earthquake was observed at several places outside the latter isoseismal, at distances as much as 15 kms. from the curve. The total disturbed area was about 2000 sq.kms.

Near the centre of the disturbed area, the shock consisted of a single violent jerk, like that caused by the fall of a heavy body or an explosion of dynamite, followed by a slight vibration. Near the boundary of the disturbed area, only a slight tremor was felt. The mean duration of the shock was 2.0 seconds.

The sound-area coincided nearly with that enclosed within the outer isoseismal, but overlaps that curve towards the west by a few kilometres. The sound was heard by 91 per cent. of the observers, and was compared to passing waggons, etc., in 32 per cent. of the records, to thunder in 10 per cent. to wind in 4, to loads of stones falling in 14, to the fall of a heavy body in 21, to explosions in 14 and to miscellaneous sound in 1 per cent. Comparisons were made to sounds of brief duration in 57 per cent. of the records within the isoseismal 7, and in 40 per cent. of those from the zone between the two isoseismals. The beginning of the sound preceded that of the shock in 46 per cent. of the records. coincided with it in 46, and followed it in 8 per cent.; while the end of the sound preceded that of the shock in 5 per cent, of the records, coincided with it in 58, and followed it in 37 per cent. The duration of the sound was greater than that of the shock in 56 per cent. of the records, and equal to it in 44 per cent.

The mean direction of the originating fault is E. 6° N., its hade is to the east, and the fault-line probably passes a short distance to the west of the centre of the isoseismal 5, that is, close to Great Malvern. Now, the mean direction of the great fault which skirts the east side of the Malvern Hills in that district is N. 4° E., its hade is towards the east, and it passes through Great Malvern. Thus, the earthquake was probably caused by a small slip of this well-known fault, and that it took place at a slight depth is shown by the closeness of the isoseismal lines and by the abrupt sharp character of the

Digitized by Google

shock near the centre, fading away to a tremor near the boundary of the disturbed area.

Note on Twin-Earthquakes.

Classification of the Tectonic Earthquakes. Tectonic earthquakes, according to their mode of origin, may be divided into three classes — simple, twin and complex earthquakes.

A simple earthquake is due to a slip within one continuous area of a fault-surface. The amount of slip being greatest within a central region, and fading off towards the margins, the resulting shock begins with sound and tremors from the nearer margin of the focus, merging into the principal vibrations from the central part of the focus, and concluding with tremors and sound from the farther margin.

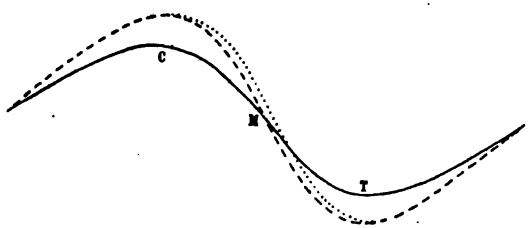


Fig. 19.

Twin-earthquakes are due to slips within two detached, or practically detached, foci, the displacement in each focus resembling that which gives rise to a simple earthquake. The interval between the occurrence of the displacements in the two foci is generally, but not always, less than that required for the earthwaves to traverse the interfocal region, so that the two displacements are independent the one of the other; they are due to a single generative effort. The result of such a twin displacement is a shock consisting of two distinct parts, though, when the interval between the two parts is less than that occupied by the waves in traversing the interfocal region, the parts are superposed and form a single shock, it may be with two maxima of intensity, along a band which crosses at right angles the line joining the two epicentres. This band, which is known as the *synkinetic band*, is straight when the two impulses occur simultaneously; otherwise, it is curved, the concavity of the curve facing the focus last in action.

Digitized by Google

Complex earthquakes are due to simultaneous or closely successive slips along a complex system of faults. The resulting shocks are of great intensity, contain several or many maxima of intensity, and are of considerable duration.

Origin of Twin-Earthquakes. As simple displacements, either simultaneous or successive, cannot produce a twin-earthquake, the only movement that can do so is one of rotation. In the formation of crust-folds, and especially along their transverse intersection by faults, it is evident that such movements must be taking place continually. In Fig. 19, the continuous line is supposed to represent a stratum of a crust-fold, C the crest, T the trough and M the middle limb, and the broken line the same stratum after a step in the growth of the fold. The result of such a movement will clearly be displacements, nearly or quite simultaneous, in two detached foci C and T, with an intermediate region of little or no displacement in that portion of the middle limb M about which rotation has occurred.

After the occurrence of a twin-displacement, the stresses along the margins of both foci are immediately increased, especially in the interfocal region of the middle limb, which is thus affected at both ends. In consequence of this increased stress, twin-earthquakes are usually succeeded, after a few hours or days, by an after-shock originating in the interfocal region; and, as these after-shocks are always simple, and not twin, earthquakes, it follows that they are caused by a simple displacement, without rotation, of the middle limb, say, from the position represented by the broken line to that represented by the dotted line. But, since the after-shock is always weaker than the twin-earthquake, it is clear that the translation of the middle limb is much less in amount than the previous displacements of the crest and trough; in other words, the movements which cause a twin-earthquake and its successor result in accentuating the form of the crest-fold.

Digitized by Google

XIII.

Über die Kontinentalsockel.

Von

P. Osw. Köhler,

Ingenieur.

In meiner Abhandlung „Die Entstehung der Kontinente, der Vulkane und Gebirge[1])“ habe ich im zweiten Kapitel darauf hingewiesen, dass die geringere Dichtheit der kontinentalen Erdkrustengebiete ausser durch Pendelbeobachtungen vor allem durch den Umstand bewiesen ist, dass die Ozeangewässer und die wenig ausgedehnten Ländersockel der sogenannten Wasserhalbkugel der Erde der entgegengesetzten Hemisphäre das Gleichgewicht halten. Ich habe nun auf Grund einfacher Gesetze des Gleichgewichts Rechnungen angestellt, um zu ermitteln, wie tief ungefähr die Auflockerung der kontinentalen Krustenfladen in die Erde hinabreicht.

Die sogenannte Wasserhalbkugel (nach der Begrenzung auf Blatt 16 von Berghaus' „physikalischem Atlas[2])“ enthält nach ungefährer Berechnung 230 000 000 Quadratkilometer Wasseroberfläche und 25 000 000 Quadratkilometer Landoberfläche, während die Landhalbkugel 134 000 000 Quadratkilometer Wasseroberfläche und 121 000 000 Quadratkilometer Landoberfläche besitzt. Nimmt man die mittlere Tiefe der Ozeane der Wasserhalbkugel zu 3 200 Meter, das spezifische Gewicht des Seewassers zu 1,026, das der Kontinentalsockel zu 2,5 und die mittlere Höhe des Landes der Wasserhalbkugel über dem Seespiegel zu 650 Meter an, so ergibt sich als

[1]) Leipzig 1908.

[2]) Gotha 1887.

Digitized by Google

Gewicht der **Wasserhalbkugel** bis zum mittleren Meeresgrunde:

Wasser $230\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 3200 \times 20 \times 1{,}026$
$= 15{,}1$ Trill. Zentner,

Land $25\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 3850 \times 20 \times 2{,}5$
$= 4{,}8$ Trill. Zentner,

zusammen 19,9 Trill. Zentner.

Dagegen ist, wenn man als mittlere Höhe des Landes 760 Meter insetzt, das

Gewicht der **Landhalbkugel** bis zur gleichen Tiefe von 3200 Meter gerechnet:

Wasser $134\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 3200 \times 20 \times 1{,}026$
$= 8{,}8$ Trill. Zentner,

Land $121\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 3960 \times 20 \times 2{,}5$
$= 24{,}0$ Trill. Zentner,

zusammen 32,8 Trill. Zentner.

Die Landhalbkugel ist also bis zur Tiefe von 3200 Meter $32{,}8 - 19{,}9 = 12{,}9$ **Trill. Zentner** (65 Prozent) schwerer, als die Wasserhalbkugel.

Da nun beide Halbkugeln tatsächlich einander das Gleichgewicht halten, und von der Annahme einer in der Tiefe der Wasserhalbkugel befindlichen Gegengewichtsmasse (wie ich S. 20 der genannten Abhandlung dargelegt habe) abgesehen werden muss, so kann der Ausgleich nur darin liegen, dass sich die Auflockerung der kontinentalen Sockel noch weit **unter** die Fläche von 3200 Meter Tiefe hinab fortsetzt.

Nimmt man an, dass das spezifische Gewicht der Erdkruste unter den Ozeanen im Mittel 2,8 ist, so ergibt sich für eine Schicht der Wasserhalbkugel von 1000 Meter Dicke ein Gewicht:

unter dem Wasser von $230\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 1000 \times 20 \times 2{,}8$
$= 12{,}88$ Trill. Zentner,

unter dem Lande von $25\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 1000 \times 2{,}5 \times 20$
$= 11{,}25$ Trill. Zentner,

zusammen 14,13 Trill. Zentner,

und für eine ebenso dicke Schicht der Landhalbkugel ein Gewicht (von der etwas grösseren mittleren Tiefe der Ozeane der Landhalbkugel der Einfachheit wegen abgesehen)

Digitized by Google

unter dem Wasser von $134\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 1000 \times 20 \times 2{,}8$
$= 7{,}50$ Trill. Zentner,
unter dem Lande von $121\,000\,000 \times 1\,000\,000 \times 1000 \times 20 \times 2{,}5$
$= 6{,}08$ Trill. Zentner,
zusammen 13,58 Trill. Zentner.

Die Differenz ist $14{,}13 - 13{,}58 = 0{,}55$ Trill. Zentner. Da die einzuholende Differenz 12,9 Trill. Zentner beträgt, so ist die Ausgleichstiefe $\frac{12{,}9 \times 1000}{0{,}55} = 23\,400$ Meter vom Seegrunde von 3200 Meter Tiefe ab, oder 26600 Meter vom Meeresspiegel ab.

Nun wächst aber die mittlere Dichtheit der Kontinentalsockel nach unten zu bis zur Dichtheit der übrigen umgebenden Erdmassen, also bis zu mindestens (nach obiger Annahme von 2,8) 2,8. Die mittlere Dichtheit der Kontinentalsockel ist dann 2,65. Die Ausgleichstiefe ergibt sich jetzt (ganz ungefähr und von den einzelnen Werten der Kontinente und Ozeane jetzt abgesehen) zu

$$\frac{26\,600 \times 2{,}65}{2{,}5} = 28\,200 \text{ Meter.}$$

Unter der Annahme, dass die Dichtheit der Kontinentalsockel oben im Mittel 2,5, der Erdrinde unter den Ozeanen im Mittel 2,8 beträgt, ergibt sich also, dass die Auflockerung der Sockel der Erdteile im Mittel bis zu einer Tiefe von ungefähr 28000 Meter hinabreicht.

Die Kontinente sind folglich einigermassen schwimmenden Eisbergen ähnlich, die oft nur $^1/_{10}$ ihrer Gesamthöhe aus dem Wasser ragen, während sie mit dem überwiegenden Teile der Höhe in das Wasser hinabreichen.

Setzt man ein höheres spezifisches Gewicht als 2,8 für die unter dem Meere liegende Erdkruste ein, so ergibt sich die Tiefe der kontinentalen Auflockerung etwas geringer, als 28000 Meter, im anderen Falle grösser.

Nimmt man die geothermische Tiefenstufe zu 34 Meter an, so ergibt sich für die Sohle der aufgelockerten Kontinentalfladen eine Temperatur von 850 Grad, und für etwaige dort unten befindliche Gewässer, soweit die Temperatur in Betracht kommt, ein Dampfdruck von ungefähr 4800 Atmosphären.

Ich nahm nun noch eine Prüfung der Rechnung in der Weise vor, dass ich die Kontinentalfladen, meiner Darlegung der mindestens relativen Viskosität der Erdmassen (in meiner schon genannten Ab-

Digitized by Google

handlung, S. 22 u. f.) entsprechend, als schwimmende Körper betrachtete und nach dem Archimedes'schen Prinzip ihren Tiefgang berechnete. Eine Säule von 1 Quadratmeter Grundfläche, gebildet oben aus Meerwasser von 3200 Meter Tiefe, unten aus Erdkrustenmaterial von 23400 Meter Höhe und einem spezifischen Gewicht von 2,8 wiegt:

Wasser	$3200 \times 1{,}026 \times 20$ Zentner =	66000	Zentner,
Erdkruste	$23400 \times 2{,}8 \times 20$ Zentner =	1310000	Zentner,
	zusammen	1376000	Zentner.

Eine Säule von $23400 + 3200 + 700 = 27300$ Meter Höhe, 1 Quadratmeter Grundfläche und einer Dichtheit von 2,5 wiegt:

$$27300 \times 2{,}5 \times 20 \text{ Zentner} = 1365000 \text{ Zentner.}$$

Die Übereinstimmung dieser beiden Gewichte (die nach dem genannten Prinzip gleich sein müssten) ist eine hinreichend genaue; die Grössen der Erdteile und Ozeane sind also in der ersteren Rechnung ziemlich richtig angenommen worden.

Ich weiss nicht, ob eine derartige zahlenmässige Feststellung der Höhe der Kontinentalfladen unter der Annahme, dass deren Massendefekte in geringerer Dichtheit und grösserer Porosität bestehen, schon von Anderen vorgenommen worden ist, die ich zum Vergleich der Resultate hätte benutzen können. In der einschlägigen Literatur habe ich, soweit sie mir zur Hand war, nichts gefunden.

Andere Wege der Rechnung, z. B. die Berechnung der Momente der einzelnen Breitenzonen und deren Zusammenlegung, müssten nach meiner Schätzung zu annähernd den gleichen Resultaten führen. Aus der soeben genannten Rechnung würde sich voraussichtlich ausserdem ergeben, dass die Ländersockel der niederen Breiten, z. B. der Körper Afrikas, tiefer als das Mittel beträgt, hinabreichen.

In jedem Falle ist die Lockerheit der kontinentalen Erdkrustengebiete nicht eine rein oberflächliche Erscheinung, wie sich schon aus der blossen Betrachtung des Gleichgewichts der beiden gedachten Hemisphären ergibt.

Liegnitz, im Mai 1908.

Digitized by Google

XIV.

Die mikroseismischen Registrierungen einiger Beben des Jahres 1903.

II. Beitrag.

Von

Dr. E. Tams.

Die vorliegende Arbeit bildet eine Fortsetzung und Ergänzung des ersten Teiles der Abhandlung über „Die geographische Verbreitung und erdwissenschaftliche Bedeutung der aus den Erdbebenbeobachtungen des Jahres 1903 sich ergebenden Epizentren[1])". Sie wurde im Sommer 1907 am Zentralbureau der internationalen seismologischen Assoziation in Strassburg i. E. fertig gestellt und jetzt nur noch einer Revision unterzogen.

In der zitierten Arbeit wurde eine Zusammenstellung der mikroseismischen Daten von 16 Beben des Jahres 1903 gegeben, von denen teils gar keine, teils nur mangelhafte makroseismische Nachrichten vorlagen, und vorwiegend unter Benutzung der beiden Láska'schen Regeln die Lage der Epizentren zu bestimmen gesucht. Mit Ausnahme des grossen Mittelmeerbebens vom 11. August hatten diejenigen Beben, deren Epizentren oder pleistoseistes Gebiet bereits durch die vorliegenden makroseismischen Daten hinreichend bekannt war, keine Bearbeitung gefunden.

Auf den folgenden Seiten finden sich nun die mikroseismischen Registrierungen von 18 weiteren Beben des Jahres 1903. Unter diesen aber sind 10, bei denen schon durch Nachrichten über gefühlte

---

[1]) Beiträge zur Geophysik, IX, p. 287 ff.

Digitized by Google

Stösse die Herkunft der Erschütterung sicher gestellt war. Hier wurden die Stationen daher nach ihrer Entfernung von einem Punkte geordnet, welcher dem Epizentrum vermutlich nicht sehr fern lag. In drei Fällen (28./29. April, 26. November, 7. Dezember) war die Position des Epizentrums genauer bekannt. Auf Grund der von E. Wiechert und K. Zoeppritz[1]) berechneten Laufzeitkurven konnte dann auch aus dem Beginn der Aufzeichnungen der verschiedenen Stationen auf die Zeit des Eintritts des Bebens im Epizentrum geschlossen und diese mit der makroseismisch beobachteten Zeit verglichen werden. Es ergab sich, dass diese letzteren in den meisten Fällen nur sehr rohe Angaben sind. Die makroseismischen Daten wurden wieder dem von E. Rudolph herausgegebenen Katalog der im Jahre 1903 bekannt gewordenen Erdbeben entnommen[2]).

Bei den 8 übrigen Beben, von denen keine Nachrichten über gefühlte Erschütterungen vorlagen, wurde nach der Lage der Stationen, welche die frühesten Anfänge aufzuweisen hatten, in Verbindung mit den Epizentralentfernungen, die sich für viele Stationen aus dem Einsatz der ersten und zweiten Vorläufer nach den Laufzeitkurven ergaben, die Position des Epizentrums ungefähr zu bestimmen gesucht. Von einer genauen rechnerischen Lokalisierung des Epizentrums wurde Abstand genommen, da das vorliegende Material nicht exakt genug ist, um auf diesem Wege zu zuverlässigen Resultaten zu führen.

Bezüglich der Grundsätze, die bei der Bearbeitung und tabellarischen Zusammenstellung der einzelnen Daten massgebend waren, muss auf die vorhergehende Abhandlung (l. c. p. 238—241) verwiesen werden. Die Kilometerzahlen in der zweiten Kolumne geben wieder die Entfernungen auf grössten Kugelkreisen, wie sie mit einem Messbande auf einem Globus im Massstabe 1 : 16500000 abgelesen wurden. In der dritten, vierten und fünften Kolumne stehen die Zeiten für die Anfänge der beiden Vorphasen und des Hauptbebens, in der sechsten die Zeit des Maximalausschlags oder der Maximalphase im Hauptbeben, in der siebenten die auf Zehner von Minuten abgerundete totale Dauer der Aufzeichnung. Alle Zeiten sind, wenn es nicht ausdrücklich anders bemerkt ist, in mittlerer Greenwicher Zeit angegeben.

---

1) Über Erdbebenwellen. (Aus d. Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1907.)

2) Beiträge zur Geophysik, Ergänzungsband III.

Digitized by Google

Die Beben sind fortlaufend numeriert, zur Unterscheidung aber von der Zählung der Beben in der ersten Abhandlung mit römischen Ziffern versehen. Als Anhang wird eine Liste aller derjenigen Stationen mit Angabe ihrer geographischen Koordination und der in ihnen registrierenden seismischen Apparate gegeben, welche in den 34 Tabellen der beiden Arbeiten vorkommen. Den Schluss bildet ein ausführliches Register der benutzten Erdbebenverzeichnisse.

Mit den nunmehr veröffentlichten 34 Beben des Jahres 1903, von denen bereits einige sehr mangelhafte mikroseismische Angaben aufweisen, dürfte, wie uns eine eingehende Durchsicht der Mitteilungen der verschiedenen Erdbebenstationen gelehrt hat, das mikroseismische Material des Jahres 1903 im Sinne der beiden vorliegenden Bearbeitungen erschöpft sein.

Hamburg, Juni 1908.

Digitized by Google

Nr. I. 14. Januar 1903. (Gefühlt in Mexico und Guatemala.)

Station	Entfernung v. Cristobal (Chiapas) in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Toronto	3300	1 54,4	—	2 01,3	2 11,2	150
Trinidad	3500	(1 57 —)	—	2 04 —	2 17 —	100
Victoria B. C.	4600	1 55,6	—	—	2 18,5	160
Córdoba	6200	(0 57,3 !)	—	—	(1 05,1 !)	120
Ponta Delgada	7000	1 58,6	—	—	2 22,7	80
Paisley	8500	1 57,5	2 08,2	—	2 34 —	120
Edinburg	8600	(2 00,5)	2 11,0	—	2 37,0	170
Bidston	8700	(1 54,6)	—	—	(2 06,7)	130
Shide	8800	1 59,1	—	—	2 36,7—2 39,7	120
San Fernando	8800	1 58,1	2 08,9	2 20,1	2 29,1	180
Kew (Richmond)	8900	1 59,3	—	2 31,0	2 37,0—2 38,2	180
Uccle	9200	1 59 04	2 09 07	—	—	150
Hamburg	9500	2 01 05	2 11 17	—	2 41 13—3 31 16	150
Strassburg	9500	2 00 33	2 11 01	2 27 58	2 31 36—2 34 55	120 ?
Göttingen	9600	2 00 33	2 10 56	2 28 13	2 32 —	160 ?
Leipzig	9700	2 00 12	2 11 12	2 25 36	—	—
Turin	9700	2 00 —	—	—	—	60
Pavia	9800	2 00 30	—	(2 22 30)	—	70
Potsdam	9800	kurz nach 2 h	—	—	—	240
Carloforte	9900	—	—	2 30 54	—	20
Florenz	10000	1 59 59	2 12 —	2 31 40	2 42 ——2 48 —	110
Quarto Castello (Florenz)	10000	2 00 50	2 11 03	2 27 50	2 31 21—2 46 29	60
Padua	10000	2 00 48	2 11 21	(2 20 ca.)	2 35 —-2 43 37	—
Urbino	10100	—	2 15 —	—	—	30
Triest	10100	2 01,2	—	—	(2 12,8—2 16,8)	—
Pola	10100	2 01 03	2 12 42	2 31,6	2 39,2—2 44,1	60
Laibach	10100	2 00 42	(2 11 04)	(2 31 02)	—	60
Rocca di Papa	10200	2 00 48	2 11 28	2 32,5	2 35 36—2 37 40	130

Digitized by Google

Jurjew	10200	2 00,8	2 11,6	2 35,2	—	220
Pawlowsk	10300	(2 06,8)	2 11,5	2 32,6	2 35,2	80
Ogyalla	10300	—	2 13 01	(2 48 21)	2 49 21	70
Ischia	10300	2 01 06	2 11 33	2 31 30	2 44 —	90
Budapest	10400	2 02 05	—	2 37 10	2 38 ——2 40 —	70
Catania	10600	2 01 32	2 11 58	2 32 32	2 34 03 - 2 38 33	60
Nikolajew	11300	2 01 —	2 12 —	(2 27 —)	2 42 —	240
Wellington	11600	(2 04,8)	—	2 31,2	2 38,8	160
Christchurch	11800	(2 06,4)	—	2 36,4	2 44,8	190
Krasnoiarsk	12200	(2 05,5)	—	2 38,1	2 56,5	160
Tokio	12300	2 03,0	2 17,0	—	(2 19,0)	160
Cairo	12300	—	2 12 —	—	2 53,0—3 18,0	150
Tiflis	12400	2 02 41	2 13 46	2 32 41	3 01 16—3 07 40	240
Irkutsk	12500	2 01,6	2 13,6	2 40,2	3 00,9—3 15,9	320
Kapstadt	13200	(2 07.4)	2 16,9	—	2 52,3	180
Taschkent	13600	2 03,2	2 18,6	2 41,7	3 48,6	110
Manila	15200	2 03 21	—	—	(2 07 06)	120
Calcutta	16100	(2 08,5)	—	2 57,3	2 58,8	150
Bombay	16100	(2 07,9)	—	2 52,5	2 54,9	160
Perth	17000	(2 08,8)	—	3 03,2	3 55,8	170
Kodaikânal (Madras)	17100	(2 11,4)	—	2 55,7	2 58,2—3 16,5	110
Mauritius	17200	—	(2 18,8)	(2 22,4)	(2 24,7)	30

Anmerkung: Den Angaben für San Fernando lag die Kopie des Seismogramms zugrunde.

Die sich aus den in der Tabelle zusammengestellten mikroseismischen Daten ergebenden Epizentralentfernungen führen bis Mexico in Übereinstimmung mit dem Umstande, dass zwischen 1^h und 2^h in Mexico und Guatemala ein ausgedehntes Beben stattfand, dessen pleistoseistes Gebiet in Süd-Chiapas und dem angrenzenden Teil von Guatemala lag. Auf Grund der Laufzeit für die ersten Vorläufer ergeben 11 europäische Stationen als Mittel für den Eintritt des Bebens im Epizentrum $1^h\,48^m$. Das gleichzeitig mit den oben mitgeteilten Registrierungen in den Azoren fühlbare Beben (Insel Fayal und Ponta Delgada) scheint lokal beschränkt gewesen zu sein und wohl nur den Seismographen in Ponta Delgada beeinflusst zu haben. Die Seismogramme der europäischen Stationen deuten sämtlich auf ein Beben in einer Entfernung von über 9000 km. An vielen Stationen aber zeigen die Registrierungen gegen 3^h den Beginn eines neuen Bebens, dessen Phasen jedoch in der Aufzeichnung des ersten verloren gehen. Die oben für die totale Dauer angegebenen Zahlen werden in den meisten Fällen beide Beben umfassen.

Digitized by Google

Auf den folgenden 10 Stationen ist deutlich ein zweites Beben zu erkennen:

Station	Beginn h m s	Hauptbeben oder Maximum h m s	Totale Dauer in m
Strassburg	2 58 55	—	—
Göttingen	2 58 33	—	110 ?
Leipzig	2 57 14	—	—
Florenz	2 57 43	—	30 ca.
Quarto Castello (Florenz)	2 58 30	—	10
Padua	2 58 25	3 12 ca.	50 ca.
Rocca di Papa	2 58 18	—	—
Catania	2 58 09	3 11 21	70
Batavia	(3 07,4)	4 38,7 (Max.)	160
Mauritius	(3 05,1)	3 21,4 (Max.)	60

Es ist wahrscheinlich, dass diese zweite Registrierung auf das Beben zurückzuführen ist, das in Gudscharat und Sind (Ost-Indien) zwischen 2^h und 3^h auftrat. Für Jodhpur wird als Zeit des Bebens $8^h\ 10^m$ Eisenbahnzeit (= Zeit von Madras) angegeben; das ist $2^h\ 49^m$ M.Gr.Z. Die Entfernung Jodhpur—Strassburg und Jodhpur—Rom beträgt 6200 km, resp. 5800 km. Die diesen Entfernungen entsprechende mittlere Laufzeit der ersten Vorläufer beträgt $9{,}5^m$; dieselbe führt mit hinreichender Genauigkeit auf die für die deutschen und italienischen Stationen gegebenen Anfangszeiten. Aus Mexico ist von einem zweiten Beben nichts bekannt geworden.

Nr. II. 24. Januar 1903.

Station	Entfernung von Trinidad in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Trinidad	—	—	(15 45 —)	(15 58 —)	15 55 —	80
Baltimore	3500	—	15 48,2	(15 56,2 ?)	15 59,8	70
Toronto	4100	—	15 49,8	—	—	—

Digitized by Google

Córdoba	4700	15 41,2	15 47,3	—	15 59,5—16 18,3	110
Ponta Delgada	4700	—	15 51,1	—	—	40
San Fernando	6300	—	—	16 15,0	16 30,5	70
Shide	7100	—	15 58,8	—	—	80
Bidston	7100	(15 51,0)	—	—	16 51,0	—
Paisley	7100	—	—	—	16 30 —	—
Edinburg	7200	—	15 58,5	—	16 27,5	60
Kew (Richmond)	7200	—	—	16 08,0	16 29,0	50
Victoria B. C.	7200	15 45,7	—	—	16 17,6	70
Uccle	7500	—	15 59 14	—	—	—
Strassburg	7700	15 48 00	15 58 30	16 11 ca.	16 17 ——16 30 —	90 ca.
Göttingen	7900	15 49 ?	15 58 28	16 17 —	—	70
Hamburg	8000	—	15 58 58	—	(15 59 28—16 01 16)	30
Rocca di Papa	8100	—	15 58 20	16 11 40	16 20 50—16 25 55	40
Triest	8200	—	—	—	(16 00,8—16 01,5)	—
Potsdam	8200	15 48 29	15 59 19	—	16 22 —	130
Jurjew	9100	—	15 59,6	16 24,2	(16 22,5—16 43,1)	140
Nikolajew	9600	—	16 02 —	—	—	60
Kapstadt	10000	—	15 59,6	16 19,6	16 30,8	70
Taschkent	12600	(15 56,6)	—	16 37,1	16 41,2—17 04,7	—
Irkutsk	13200	(15 55,8)	16 04,0	—	17 04,5—17 20,7	220
Bombay	14300	—	—	16 55,8	17 18,2	40
Kodaikânal (Madras)	15300	—	—	17 06,1	17 15,8	20
Calcutta	15400	—	—	17 13,6	17 28,2	40
Perth	17900	—	—	16 55 —	17 24 —	40
Batavia	19000	—	—	17 22,4	17 23,2	(100)

Der Herd dieses Bebens ist nach den sich für Strassburg und Potsdam aus der Dauer der ersten Vorphase ergebenden Epizentralentfernungen unter Berücksichtigung des Umstandes, dass die amerikanischen Stationen das Beben am frühesten registrierten, sehr wahrscheinlich im pazifischen Ozean vor dem nördlichen Teil der Küste von Süd-Amerika und der Küste von Mittel-Amerika zu suchen. Für die Zeit des Bebens im Epizentrum ergibt sich nach den Anfängen der Registrierungen in Strassburg und Potsdam etwa $15^h\ 35^m$. Danach entspricht die für Córdoba angegebene Zeit ($15^h\ 41{,}2^m$) dem Einsetzen der ersten Vorläufer, während dieselben Trinidad noch früher erreicht haben müssen, da Trinidad diesem mutmasslichen Epizentrum am nächsten liegt.

Aus Rocca di Papa wird über ganz unbedeutende Sinuswellen auch zwischen $15^h\ 24^1/_2{}^m$ und $15^h\ 44^1/_2{}^m$ berichtet. In

Digitized by Google

Batavia zeigen sich wieder von $18^h\ 12{,}6^m$ an Anschwellungen, welche um $18^h\ 29{,}7^m$ und $18^h\ 32{,}7^m$ unbedeutende Maxima aufweisen (nach der Kopie des Seismogramms des dortigen Milne-Pendels).

Am 25. Januar wurde um $0^h\ 45^m$ Ortszeit auf der Insel Banda (Niederländisch-Indien) ein sehr leichter Stoss verspürt, d. i. am 24. Januar $16^h\ 05^m$ M.Gr.Z. Dieses Beben scheint ganz schwach und lokal beschränkt gewesen zu sein; es wurde weder in Batavia noch in Manila registriert.

Nr. III. 5. Februar 1903.

Station	Entfernung von Irkutsk in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Irkutsk	—	18 59,5	—	19 06,1	19 09,6—19 17,0	(220)
Krasnoiarsk	900	—	19 06,2	19 10,2	19 15,4—19 16,4	110
Taschkent	2900	19 04,0	(19 12,7)	19 28,4	19 30,9	—
Calcutta	3600	—	19 08,8	19 27,1	19 33,2	60
Pawlowsk	4500	—	—	19 28,5	19 33,5	10
Tiflis	4600	—	19 14 01	19 28 37	19 35 52—19 36 43	—
Bombay	4700	—	19 15,4	—	19 42,2	80
Jurjew	4800	19 04,1	19 12,5	19 27,3	19 30,9—19 53,0	(220)
Kodaikânal (Madras)	4900	—	(19 18,5)	(19 41,1)	19 43,6	40
Nikolajew	5100	—	19 13 —	19 30 —	19 42 —	(160)
Budapest	5900	(19 01 25)	—	19 34 —	19 38 —	60
Ogyalla	5900	—	—	(19 47 52)	19 56 20	20
Potsdam	5900	19 05 03	19 14 13	—	—	190
Hamburg	6000	—	—	—	19 42 33—19 54 40	(120)
Leipzig	6000	19 05 03	19 14 21	19 29 14	—	70
Laibach	6800	—	—	(20 02 ca.)	—	—
Triest	6400	—	—	—	(19 14,6)—19 30,7	(140)
Cairo	6400	—	19 17 —	(19 52,5)	19 54 ——20 02,5	60
Padua	6500	19 05 35	19 15 27	19 33 30 ca.	—	50
Strassburg	6500	19 05 08	19 14 42	19 35 ca.	19 39 ——19 42 —	120
Uccle	6500	—	—	19 33 51	—	(120)

Digitized by Google

Edinburg	6500	—	19 14,5	19 35,0	19 36,5	70
Paisley	6500	—	19 14,5	—	19 41 —	90
Batavia	6600	—	(19 14,5)	—	19 42,5—19 50,6	90
Ischia	6700	19 05 58	19 16 10	19 43 15	—	60
Rocca di Papa	6700	19 05 12	19 16 20	19 30 35	19 38 45—19 48 20	> 60
Florenz	6700	19 05 30	19 16 10	19 31 —	19 37 ——20 — —	150
Quarto Castello (Florenz)	6700	19 04 39	19 16 —	19 36 31	19 48 —	50
Pavia	6700	(19 10 —)	—	—	—	50
Kew (Richmond)	6700	—	19 15,0	—	19 45,7	90
Bidston	6700	19 05,8	—	—	19 48,3	110
Shide	6800	19 04,5	—	—	19 46,2—19 51,0	100
Catania	6900	19 06 09	19 16 24	19 40 12	19 47 31—19 54 54	60
Granada	8100	—	19 17 —	—	—	10
Victoria B. C.	8100	19 08,3	(19 12,5)	—	20 04,2	70
San Fernando	8300	—	19 17,0	19 48,0	19 56,0	60
Ponta Delgada	9100	(19 11,7)	—	—	—	60
Perth	9500	—	19 24,6	(19 31,2)	20 05,3	90
Toronto	9600	(19 05,0)	—	—	19 44,0	60
Kapstadt	12900	19 14,7	—	20 14,8	20 30,6	110

Der Herd dieses Bebens ist im östlichen Asien, vielleicht auch im pazifischen Ozean östlich von Japan zu suchen. In Irkutsk zeigen die Apparate von Zöllner-Repsold um $19^h\ 15{,}7^m$ und $19^h\ 17{,}0^m$ Ausschläge von 155,6 mm, resp. 174,0 mm Weite. Auffallend aber ist, dass das in Tokio stationierte Milne-Pendel das Beben nicht registrierte.

Die Verhältnisse bezüglich der Anfänge der Registrierungen sind dadurch kompliziert, dass sich auf dreizehn Stationen in Europa und Asien schon vor 19^h der Beginn einer seismischen Störung zeigt, welche das u. a. in Strassburg um $19^h\ 05^m\ 08^s$ beginnende Seismogramm überlagert und auch auf einen Ursprung in Ostasien hinweist. Doch stimmen die Daten dieser vorhergehenden Registrierung untereinander nicht befriedigend überein, wie aus der folgenden Zusammenstellung hervorgeht:

Station	Beginn h m s	Station	Beginn h m s
Irkutsk	18 26,3	Potsdam	18 55 16
Taschkent	18 33,6	Hamburg	18 53 46
Calcutta	18 35,7	Triest	18 56,5
Tiflis	18 40,6	Strassburg	18 56 20
Jurjew	18 48 —	Uccle	18 55 31
Nikolajew	18 49,5	Batavia	18 51,5
		Florenz	18 48 51

Digitized by Google

Station	Entfernung von Irkutsk in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Irkutsk	—	7 36,5	—	7 39,2	7 40,0—7 47,9	20
Krasnoiarsk	900	(7 32,8!)	—	7 41,5	7 41,7—7 42,5	(370!)
Taschkent	2900	7 41,9	7 45,2	7 49,0	7 50,4	—
Tokio	3400	—	7 46,0	7 49,5	7 50,9	50
Calcutta	3600	—	—	—	—	Ende $8^h 28{,}1^m$
Manila	4500	(7 37 35)	—	—	7 41 49	40
Pawlowsk	4500	—	—	7 59,0	8 05,6	10
Tiflis	4600	7 42 45?	7 52 51	7 59 51	8 00 33—8 06 20	—
Bombay	4700	(7 32,5)	—	—	8 02,3	100
Jurjew	4800	—	7 53,1	8 01,3	8 03,7—8 11,4	90
Kodaikânal (Madras)	4900	—	(7 57,0)	7 59,5	7 59,5	20
Nikolajew	5100	(7 55 —)	—	8 01 —	8 07 —	—
Ógyalla	5900	—	—	(8 16 57)	8 20 07	20
Potsdam	5900	7 52 56	7 59 02	8 07 02	—	120
Hamburg	6000	—	7 59 09	8 07 21	8 11 05—8 16 36	120
Leipzig	6000	—	—	(8 02 35)	—	30
Triest	6400	7 53,3	—	—	8 08,7—8 17,1	70
Padua	6500	—	—	8 06 20	8 10 19	20
Strassburg	6500	—	(7 57 50)	—	8 13 32—8 13 57	110
Uccle	6500	—	8 00 23	8 07 43	—	110
Edinburg	6500	—	—	8 08,0	8 16,0	40
Paisley	6500	—	—	8 08 —	8 17 —	40
Batavia	6600	7 50,9	7 59,4	—	8 03,0—8 07,2	50
Rocca di Papa	6700	7 45 12	—	8 06 42	8 09 25—8 13 —	50
Florenz	6700	—	8 — —	8 08 28	8 12 ——8 17 —	70
Quarto Castello (Florenz)	6700	—	(8 05 20)	8 09 21	—	10
Kew (Richmond)	6700	—	—	8 10,6	8 23,0	40
Bidston	6700	—	8 02,8	—	8 19,3	70
Shide	6800	—	(8 05,5)	8 14,7	8 14,7	30

Digitized by Google

Granada	8100	—	—	(8 37 —)	—	10
Victoria B. C.	8100	—	—	8 18,0	8 24,5	20
San Fernando	8300	—	(8 15,0)	8 19,0	8 23,0	50
Ponta Delgada	9100	—	—	8 26,3	—	30
Perth	9500	—	—	8 22,0	8 24,6	10
Toronto	9600	—	—	8 28,0	—	10
Kapstadt	12900	—	(8 34,3)	8 37,2	8 38,5	40

Der Umstand, dass das Pendel von Zöllner-Repsold in Irkutsk um 7^h $43{,}0^m$ einen Ausschlag von 388,0 mm Amplitude (von der einen Seite zur andern) zeigte, lässt in Verbindung damit, dass der Beginn der Registrierung sehr früh liegt, den Herd des Bebens nicht sehr weit von Irkutsk vermuten. Die sich nach den Laufzeitkurven der ersten und zweiten Vorläufer für Täschkent und Potsdam ergebenden Epizentralentfernungen führen in Übereinstimmung damit in das Gebiet, welches vom Altai System eingenommen wird. Zweifelhaft erscheint die Zeit für den Anfang in Krasnoiarsk, da sie fast 4^m früher liegt als die für Irkutsk angegebene, obgleich Krasnoiarsk dem Epizentrum höchstens etwa 500 km näher liegen dürfte als Irkutsk. Auffallend ist auch der frühe Beginn der Registrierung in Manila um 7^h 37^m 35^s (Vicentini-Pendel) und in Bombay um 7^h $32{,}5^m$ (Milne-Pendel), da in Batavia der Anfang um 7^h $50{,}9^m$ (Milne-Pendel), in Kodaikânal erst um 7^h $57{,}0^m$ (Milne-Pendel) angegeben wird.

Aus Rocca di Papa wird über das Auftreten von einigen Schwingungen auch um 7^h 39^m 43^s berichtet. Von Calcutta ist nur die Zeit des Endes der Störung bekannt.

Nr. V. 11. Februar 1903. (Gefühlt auf Timor, den Dammer- und Kei-Inseln.)

Station	Entfernung von Woeloer in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Batavia	2500	—	16 09,1	16 12,9	16 18,8	90
Manila	2600	16 05 28	—	—	(16 05 44)	50
Perth	3100	—	16 11,0	16 14,5	16 21,4	60
Calcutta	5600	16 12,0	—	16 34,0	16 42,0	50
Kodaikânal (Madras)	5900	—	16 17,1	16 24,8	16 32,1	30

Digitized by Google

Station	Entfernung von Woeloer in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Bombay	6900	16 14,9	—	16 40,3	16 43,5	50
Irkutsk	7100	16 14,4	16 22,7	16 38,8	16 51,6	(450 !)
Mauritius	7900	16 16,1	16 25,0	—	16 25,0	60
Taschkent	8200	16 16,2	16 25,5	16 39,6	16 45,3	—
Tiflis	10200	16 17 16	16 28 48	—	(16 31,8)	110
Nikolajew	11300	16 22 —	—	16 52 —	16 57 —	40
Kapstadt	11600	(16 15,7)	(16 36,9)	—	16 37,8	100
Jurjew	11600	16 22 —	(16 39,9)	16 56,9	17 00,9—17 12 —	150
Potsdam	12600	16 23 57	—	—	17 04 07	150
Triest	12700	16 23,2	—	—	(16 35,1)	120
Catania	12800	16 21 48	16 32 43	—	—	40
Rocca di Papa	12900	16 22 —	16 33 36	16 59 08	17 05 ——17 15 —	70
Padua	12900	16 22 58	—	—	—	20
Florenz	13000	(16 09 —!)	—	—	17 20 —	150
Quarto Castello (Florenz)	13000	16 23 45	—	—	—	10
Strassburg	13100	16 24 10	16 35 05	17 04 50	—	90
Uccle	13200	16 24 43	—	17 02 01	—	90
Edinburg	13400	—	16 34,0	—	17 14,5	70
Paisley	13500	(16 30 —)	—	—	—	—
Kew (Richmond)	13500	—	16 35,0	—	17 20,0	60
Shide	13600	(16 14,8!)	—	—	17 00,3	120
Bidston	13600	(16 30,0)	—	—	17 13,6	—
Granada	14500	16 29,4	—	—	—	30

Das Beben wurde leicht gefühlt in Woeloer (Dammer Inseln) um $15^h\ 26^m \pm ?$ (M. Gr. Z.), in Tual (Kei Inseln) um $15^h\ 39^m \pm ?$ (M. Gr. Z.) und in Atapoepoe (Timor) um $16^h\ 11^m \pm ?$ (M. Gr. Z.). Es ist nicht unwahrscheinlich, dass das Beben im südlichen Teil des zwischen der Banda Cordillere und dem durch die Dammer Inseln bezeichneten Vulkanrücken gelegenen tiefen Graben seinen Ursprung hatte. Nach den Anfangszeiten in Irkutsk, Taschkent und Tiflis ergibt sich aus der Laufzeit der ersten Vorläufer als Mittel für den Eintritt des Bebens $16^h\ 04^m$, während aus den Anfangszeiten in sieben europäischen Stationen im Mittel $16^h\ 08^m$ folgt.

Digitized by Google

Station	Entfernung von Irkutsk in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Irkutsk	—	18 44,1	18 47,8	18 52,0	18 52,8—18 53,8	190
Krasnoiarsk	900	18 47,4	(18 52,3)	—	18 52,9—18 54,0	90
Taschkent	2900	18 52,6	(18 54,1)	—	18 55,0—18 57,5	—
Calcutta	3600	18 52,9	—	—	(18 53,9)	10
Tiflis	4600	18 51 11	18 59 32	19 06 35	(19 03 56)—19 11,6	130
Bombay	4700	(18 54,6)	—	—	(18 57,5)	20
Jurjew	4800	(18 58,3)	19 03,1	19 08,1	19 09,9—19 12,5	40
Nikolajew	5100	—	19 05 —	—	19 12 —	20
Potsdam	5900	—	19 05 26	—	19 15 16—19 17 36	30
Hamburg	6000	—	19 07 04	—	19 14 03—19 20 51	50
Leipzig	6000	18 53 54	—	19 13 54	—	50
Triest	6400	18 53,7	—	—	19 12,1—19 21,9	80
Padua	6500	—	—	19 14 23	19 17 27	10
Strassburg	6500	18 57 45	19 07 50	19 16 30	19 18 ——19 37 —	50
Uccle	6500	18 56 44	19 06 48	—	—	70
Edinburg	6500	—	—	19 18,0	19 20,0	20
Batavia	6600	—	—	19 11,0	19 11,5	5
Rocca di Papa	6700	—	—	19 14 42	—	30
Kew (Richmond)	6700	—	—	19 15,0	—	20
Bidston	6700	—	—	19 17,1	19 26,2	20
Shide	6800	—	19 07,1	19 14,5	19 23,7—19 24,2	60

Das Beben, welches die obigen Registrierungen veranlasste, wird seinen Herd im östlichen Asien, östlich von Irkutsk, gehabt haben. Darauf führen der frühe Anfang in Irkutsk und die sich für Tiflis, Strassburg und Uccle aus der Dauer der ersten Vorphase ergebenden Epizentralentfernungen. Eine genauere Lokalisierung lassen die mitgeteilten Daten nicht zu.

Digitized by Google

Nr. VII. 27. Februar 1903. (Gefühlt auf Bangka, Südost-Sumatra und West-Java.)

Station	Entfernung von Batavia in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Batavia	—	0 44,3	—	—	—	80
Manila	2900	0 45 26	—	—	0 46 40—0 51 06	90
Perth	3000	0 44,0	—	—	—	160
Kodaikânal (Madras)	3700	0 50,3	0 54,9	—	1 04,1—1 11,8	100
Calcutta	3800	0 51,3	0 56,3	—	1 08,0—1 12,6	150
Bombay	4700	0 51,2	—	1 04,6	1 07,5	150
Mauritius	5600	0 53,6	—	—	1 35,8	130
Tokio	5900	—	—	(1 28,0)	1 41,2	180
Irkutsk	6600	0 53,5	1 01,7	1 14,6	1 15,0—1 22,2	150
Taschkent	6600	0 52,9	1 01,2	1 14,1	1 19,6—1 48,1	90
Krasnoiarsk	7100	(0 33,9!)	—	1 16,4	1 24,0	60
Christchurch	7700	0 54,6	—	—	1 26,7—1 31,4	250
Tiflis	8400	0 55 14	1 04 36	(1 14 46)	1 52,9	200
Cairo	9100	(0 59 —)	1 08 —	—	1 37 ——1 56,0	120
Nikolajew	9600	(0 58 —)	1 07 —	1 27 —	1 31 —	170
Kapstadt	9600	0 55,1	1 06,2	—	1 25,1	180
Pawlowsk	10000	0 56,4	(1 12,1)	1 32,7	1 34,8—1 40,1	70
Jurjew	10200	0 54 —	1 07,6	1 25,9	1 29,3	300!
Catania	10800	0 57 14	1 08 08	—	—	20
Ischia	10900	(1 07 44)	1 08 26	—	1 40 —	80
Rocca di Papa	11000	(1 06 18)	1 08 20	1 24 36	—	120
Triest	11000	(1 04,5)	—	—	1 13,3	150
Potsdam	11000	—	1 08 03	—	—	—
Leipzig	11100	—	1 08 28	1 29 28	—	100
Padua	11100	0 57 17	—	1 31 ca.	—	80
Florenz	11200	—	(1 06 —)	—	1 32,5—2 01 —	80
Quarto Castello (Florenz)	11200	0 59 29	(1 07 35)	1 33 14	—	—
Giaccherino	11200	—	(1 05 —)	—	2 06 —	90
Hamburg	11200	(1 04 26)	—	—	1 48 22—1 54 28	150

Digitized by Google

Pavia	11300	1 — —	—	—	—	180
Strassburg	11400	1 — —	—	—	—	—
Uccle	11600	(1 04 51)	—	—	—	150
Kew (Richmond)	12000	—	1 08,6	—	1 52,2—1 59,5	150
Shide	12100	(1 03,3)	1 14,4	—	1 49,0—1 58,5	260
Bidston	12100	(1 03,9)	—	—	1 53,3	170
Edinburg	12100	(0 55,5)	—	1 43,0	1 52,0	270
Paisley	12100	—	1 12 —	1 45,5	1 54 —	160
Granada	12500	(0 31,4)	—	—	2 06,4	130
San Fernando	12800	—	1 09,6	1 47,6	2 02,1	150
Victoria B. C.	13600	—	(1 08,7)	—	2 09,2	140
Ponta Delgada	14400	(1 06,4)	—	—	2 21,0	100
Toronto	16200	—	—	(1 28,0)	2 28,2	100

Im Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente, Année 1903 (St. Petersburg) werden die oben angeführten mikroseismischen Daten der russischen Stationen mit einem an demselben Tage zu unbekannter Zeit in Ajwadsha (Buchara) mit der Intensität III (Rossi-Forel) aufgetretenen Beben in Zusammenhang gebracht. Auch im Bollettino della Società Sismologica Italiana (Vol. X, 1904—1905) wird auf Grund dieser makroseismischen Nachricht das Epizentrum dieses Bebens in Turkestan vermutet. Die Anfangszeiten in den verschiedenen Stationen ergeben aber auf Grund der Laufzeiten für die ersten Vorläufer, dass die obigen Registrierungen durch ein gegen 1^h (M. Gr. Z.) auf Bangka, in Südost-Sumatra und West-Java stattgefundenes Beben verursacht wurden. Aus dem Beginn des Diagramms in Manila folgt als Eintrittszeit des Bebens im Epizentrum $0^h\ 40^m$. Die Anfänge in Irkutsk, Taschkent, Tiflis, Catania und Padua führen im Mittel auf $0^h\ 43^m$. Auch die Epizentralentfernungen stimmen, soweit sie sich nach den obigen Daten für einzelne Stationen berechnen lassen, mit dieser Lage des Schüttergebiets hinreichend überein. In Irkutsk wird auch schon um $0^h\ 35{,}7^m$ und in Krasnoiarsk um $0^h\ 33{,}9^m$ der Beginn einer Störung angegeben. Diese frühen Anfangszeiten stehen vereinzelt da und sind möglicherweise auf ein schwaches näheres Beben zurückzuführen. Auffallend aber sind die bedeutenden Ausschläge an den Pendeln von Zöllner-Repsold von über 320 mm und 200 mm in Irkutsk um $1^h\ 15{,}0^m$, resp. $1^h\ 21{,}0^m$ und von 120 mm (?) in Taschkent um $1^h\ 19{,}7^m$ und $1^h\ 22{,}2^m$.

Das Beben auf Sumatra und Java wiederholte sich an demselben Tage noch mehrere Male, so besonders um 3^h ca, 4^h ca., $4^h\ 20^m$, $8\frac{1}{2}^h$ ca., und veranlasste die folgenden Registrierungen:

Digitized by Google

Station	Beginn h m s	Hauptbeben oder Maximum h m s	Totale Dauer in m
Batavia	3 03,6	3 03,7	20
Taschkent	(3 22,9)	3 27,4	—
Batavia	3 40,3	3 40,5	3
Batavia	3 54,5	3 57,9—3 59,0	—
Perth	(4 07,9)	4 25,7	30
Calcutta	(4 18,2)	4 22,3	20
Bombay	3 58,7	4 21,0	40
Taschkent	(4 26,0)	4 33,1	—
Tiflis	(4 17 03)	4 17 47—4 21 02	—
Jurjew	(4 24,8)	4 47,1	40
Batavia	4 19,7	4 19,8	—
Batavia	5 08,2	5 09,0	10
Batavia	—	7 20,1—7 21,1	—
Batavia	8 32,1	8 33,5	10

Nr. VIII. 22. März 1903.

Station.	Entfernung von Tiflis in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Tiflis	—	14 35,8	—	14 41,7	14 45 46—14 51 20	—
Nikolajew	1200	(14 14 !)	—	14 44 —	14 49,5	(70)
Cairo	1800	—	(14 45 —)	(14 49 —)	14 50,5—14 52,0	80
Taschkent	2100	14 36,8	(14 38,8)	—	14 41,7	20

Digitized by Google

Jurjew	2300	—	(14 46 —)	14 50,3	14 52,8—14 57,4	40
Kremsmünster	2500	—	(14 47,2)	—	15 08,1	60
Triest	2500	14 41,8	—	—	15 12,8	100
Padua	2700	14 40 58	—	—	—	20
Rocca di Papa	2700	14 40 55	—	14 56 —	—	30
Potsdam	2700	14 41 31	—	—	14 55,4—15 03 —	80
Leipzig	2700	14 41 37	—	14 56 30	—	30
Florenz	2800	14 40 30	—	—	14 51 ——15 08 —	—
Quarto Castello (Florenz)	2800	14 40 48	—	—	—	10
Hamburg	2900	—	(14 47 58)	14 51 48	15 03 20—15 04 08	70
Strassburg	3000	14 41 23	—	—	15 03,5—15 10,0	60
Uccle	3200	14 44 43	—	14 51 31	—	90
Shide	3700	—	—	(15 01,3)	15 09,5	20
Bombay	3700	14 40,5	—	—	14 51,2	—
Krasnoiarsk	3800	—	14 45,0	14 51,8	14 52,1—14 55,2	50
Bidston	3800	—	14 46,0	14 57,2	15 06,0	40
Edinburg	3800	—	—	(15 02,5)	15 06,0	10
Paisley	3900	—	—	(15 03 —)	—	40
Irkutsk	4600	14 41,5	14 47,0	14 57,2	14 57,5—14 59,9	180
Calcutta	4700	—	14 45,3	(14 51,9)	14 53,5	30
Mauritius	7100	—	(15 00,1)	—	15 09,9	20
Trinidad	10700	(13 59 —)	—	—	(14 08 —)	10
Córdoba	13900	(14 46,8)	—	—	(21 17,0!)	(390)

Die für Tiflis gegebene Anfangszeit $14^h\ 35{,}8^m$ rührt von einem Milne-Pendel her. Das dort stationierte v. Rebeur-Ehlert-Pendel gibt den Anfang erst um $14^h\ 36^m\ 53^s$, also etwa gleichzeitig mit dem Beginn der Störung in Taschkent ($14^h\ 36{,}8^m$ [Zöllner-Repsold-Pendel]). Makroseismische Nachrichten liegen nicht vor. Auf den europäischen Stationen sind die Seismogramme sehr schlecht ausgeprägt. Die Zugehörigkeit der für Trinidad und Córdoba gegebenen Daten zu den Registrierungen der übrigen Stationen erscheint sehr zweifelhaft. Nach den frühen Anfangszeiten in Tiflis und Taschkent und auch in Bombay, wo ein Milne-Pendel stationiert ist, zu urteilen, dürfte das Epizentrum in den Grenzgebieten von Persien, Afghanistan und Belutschistan gelegen sein. Hier etwa wird das Epizentrum auch in the ninth Report of the Seismological Committee (74th Report of the British Association for the Advancement of Science, Cambridge 1904, Plate II) vermutet.

Digitized by Google

Nr. IX. 12. April 1903. (Gefühlt am Südrande des Hochlandes von Mexico und in dem südlich davorliegenden Gebiet.)

Station	Entfernung von Morelia in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Toronto	3300	(3 17,0)	(3 22,8)	—	3 24,1	70
Victoria B. C.	3800	(3 17,1)	3 21,1	—	3 29,0	50
Honolulu	6000	3 18,6	3 26,2	—	3 33,8—3 36,8	150
Edinburg	8800	—	3 31,0	3 44,5	4 00,7	50
Bidston	8900	—	(3 27,0)	—	3 42,2	50
Shide	9100	—	3 31,7	—	3 45,0—3 47,1	60
Kew (Richmond)	9200	—	3 31,5	—	4 01,0	40
San Fernando	9300	—	3 33,7	3 48,7	4 04,7	50
Uccle	9500	3 23 02	(3 29 47)	—	—	80
Hamburg	9700	(3 27 55)	3 32 27	—	(3 34 28—3 40 01)	90
Strassburg	9800	3 22 55	3 32 30	3 45 10	4 06 30—4 18 00	100
Leipzig	10000	(3 27 16)	—	3 44 15	—	50
Potsdam	10000	—	3 32 25	3 48 20	—	120
Jurjew	10300	3 22 —	3 34,9	3 48,7	3 50,4—3 53,5	80
Florenz	10300	—	3 34 —	3 48 45	3 51 ——3 59 55	70
Padua	10300	3 24 45	3 32 43	—	—	20
Kremsmünster	10300	(3 26,7)	—	—	3 46 —	30
Triest	10400	(3 26,4)	3 33,1	—	—	90
Rocca di Papa	10600	3 24,5	3 34 33	3 53 05	—	70
Nikolajew	11500	3 27 —	3 37 —	3 53,5	3 55,5	90
Krasnoiarsk	11800	—	(3 52,2)	3 59,5	4 00,3—4 01,4	30
Irkutsk	11900	(3 16,5!)	(3 43,0)	(4 14,6)	4 05,9—4 18,6	(200)
Tiflis	12600	3 27 02	3 39 13	3 56,7	3 59 19—4 00,1	80
Taschkent	13400	(3 29,1)	3 40,2	4 01,8	4 11,7—4 13,8	—
Kapstadt	14200	—	3 45,2	—	4 14,0	40
Mauritius	18100	—	3 46,2	—	3 54,7	80

Digitized by Google

Diese Registrierungen wurden durch ein Beben am Südrande des Hochlandes von Mexico und in dem südlich davorliegenden Gebiet hervorgerufen. In der Stadt Mexico wurde das Beben am 12. April $3^h\ 09^m \pm ?$ M. Gr. Z. wahrgenommen. Seine grösste Intensität lag in den Staaten Michoacan und Guerrero; Morelia gehört dem pleistoseisten Gebiet an. Für Irkutsk wird angegeben, dass der Beginn der Störung früher als $3^h\ 16{,}5^m$ ist, während der Anfang der durch das in Rede stehende mexicanische Beben veranlassten Registrierung erst bei etwa $3^h\ 26^m$ liegen kann. Nach den Anfängen in Uccle, Strassburg, Padua, Rocca di Papa und Tiflis zu schliessen, ereignete sich das Beben um $3^h\ 11^m$ ca.

Nr. X. 28./29. April 1903. (Gefühlt in Türkisch-Armenien zwischen dem Wan See und der russischen Grenze.)

Station	Entfernung von Melasgird in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Tiflis	400	23 41,0	—	—	—	—
Nikolajew	1200	23 42 —	—	—	23 49 —	100
Cairo	1400	23 41 —	—	23 46 —	23 53 —	90
Budapest	2200	23 45 30	—	(23 54 —)	23 54 10	30
Ogyalla	2200	—	—	(0 01 04)	(0 08 49)	20
Taschkent	2300	23 45,4	23 49,1	23 51,5	23 54,8—23 56,8	—
Caggiano	2300	23 44 06	—	23 49 54	—	20
Messina	2400	23 45 30	23 49 22	23 52 40	23 54 04—23 55 55	20
Catania	2400	23 44 56	23 49 —	23 53 36	23 53 36—23 55 09	20
Fiume	2400	—	—	23 52 —	23 54 —	6
Laibach	2400	23 45 —	—	—	—	—
Jurjew	2500	23 45,1	23 49,1	23 52,0	23 57,9	90
Pawlowsk	2500	23 45,1	23 49,4	23 52,4	23 54,4—23 59,4	20
Kremsmünster	2500	23 43,2	23 48,8	—	23 55,5—0 06,6	50
Triest	2500	(23 40,2!)	23 49,1	—	—	—
Pola	2500	23 45 04	23 49 14	23 54 18	23 54 18—23 55 04	10
Ischia	2500	23 45 14	23 49 20	23 52 20	23 56 00	30
Rocca di Papa	2600	23 44 48	23 49 36	23 53 03	23 54 15 - 23 54 18	40
Urbino	2600	(23 46 —)	—	—	23 55 30—23 58 —	—
Padua	2700	23 45 16	23 49 39	23 55 ca.	—	30

Digitized by Google

Station	Entfernung von Melasgird in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Giaccherino	2700	23 46 —	—	—	—	40
Florenz	2700	23 45 16	23 49 47	23 52 44	23 56 —	130
Quarto Castello (Florenz)	2700	23 45 22	23 49 53	23 54 06	23 54 06—23 57 50	30
Potsdam	2700	23 45 27	23 49 57	23 56 17	—	150
Leipzig	2800	23 45 21	23 49 51	23 55 23	—	70
Pavia	2900	23 45 —	—	—	—	80
Turin	3000	23 46 —	—	—	23 57 —	20
Strassburg	3000	23 45 57	23 50 51	23 55 58	23 58 13—23 59 13	120
Hamburg	3000	23 45 45	23 50 45	—	—	140
Uccle	3300	—	23 49 12	—	—	10
Kew (Richmond)	3600	—	23 51,8	—	0 03,2	70
Shide	3700	23 48,1	—	—	0 01,4—0 04,0	70
Bombay	3700	—	23 52,3	0 01,0	0 01,6	40
Bidston	3800	—	23 51,2	—	0 04,0	60
Edinburg	3900	—	23 52,5	0 02,5	0 08,5	50
Paisley	4000	—	—	(23 58 —)	—	—
Granada	4100	(23 35,4!)	—	—	—	60
Krasnoiarsk	4200	(23 42,9)	23 55,5	—	0 00,5—0 04,0	70
San Fernando	4300	—	23 52,3	—	0 02,3	60
Kodaikânal (Madras)	4800	—	23 56,4	23 59,0	0 11,8	30
Irkutsk	5000	23 48,2	23 55,4	0 01,8	0 01,9—0 09,8	170
Ponta Delgada	5900	—	23 56,3	—	—	40
Mauritius	6800	—	0 ±	0 12,5	0 17,5	50
Batavia	8500	?	—	0 29,0	—	—
Kapstadt	8600	—	(0 10,0)	0 18,8	0 24,5	50
Toronto	9300	—	—	0 25,8	0 33,0	10
Perth	11100	—	—	0 33,3	0 47,5	40
Honolulu	13200	—	(0 16,8)	(0 28,9)	0 43,9	80

Digitized by Google

Das Beben trat besonders heftig im Gebiet des Wan Sees und im Tale des östlichen Euphrat auf. Melasgird und zahlreiche andere Ortschaften wurden zerstört. Die für die Haupterschütterung angegebenen Zeiten liegen zwischen $23^h\ 40^m$ und $0^h\ 28^m$ M. Gr. Z. Nachbeben werden aus Alexandropol (G. Eriwan) um $1^h\ 05^m$ M. Gr. Z. und aus Olty (Kars) um $2^h\ 52^m$ und $9^h\ 57^m$ M. Gr. Z. gemeldet. Nach den Aufzeichnungen in Tiflis, den deutschen Stationen, sowie Rocca di Papa, Padua und Florenz fand das Beben um $23^h\ 40^m$ statt.

Mit Nachstössen stehen sehr wahrscheinlich die folgenden aus Tiflis gemeldeten mikroseismischen Daten im Zusammenhang: Um $1^h\ 05^m\ 01^s$ (v. Rebeur-Ehlert-Pendel) und $1^h\ 09{,}2^m$ (Milne-Pendel) wird ein neues Anschwellen der Schwingungen und wieder um $2^h\ 16^m\ 38^s$ am v. Rebeur-Ehlert-Pendel das Auftreten von Wellen, die $2^h\ 16^m\ 59^s$ ihre Maximalamplitude von 2 mm erreichen, festgestellt. In Bidston zeigt sich am Milne-Pendel um $1^h\ 50{,}0^m$ das Maximum einer leichten Störung.

Nr. XI. 29. April 1903.

Station	Entfernung von Wellington in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Wellington	—	(3 57,9)	4 15,2	4 17,8	4 22,2—4 48,3	150
Christchurch	300	4 10,8	—	4 17,6	4 19,6—4 28,8	180
Perth	5400	—	4 24,3	4 41,7	4 45,3—4 56,0	100
Batavia	7800	4 19,2	4 29,2	4 39,6	4 53,0—5 02,2	90
Honolulu	7900	4 18,4	4 25,9	4 31,4	4 34,3—4 44,7	130
Manila	8500	(4 16 08)	—	—	—	50
Córdoba	10100	—	4 33,1	—	(4 43,2)	10
Mauritius	10900	(4 10,7)	—	5 01,2	5 14,8	190
Kapstadt	11700	—	—	5 09,5	—	120
Victoria B. C.	11800	—	4 32,0	—	—	30
Bombay	12600	—	4 38,8	5 19,5	5 23,5	180
Irkutsk	12600	(4 32,1)	—	—	5 29,8—5 34,8	250
Krasnoiarsk	13500	(4 32,2)	(4 44,8)	—	—	120
Taschkent	14300	(4 31,4)	(4 48,5)	5 16,4	5 23,6	—
Baltimore	14300	—	4 41,0	5 14 —	5 30 —	90
Toronto	14300	—	4 40,0	5 16,0	5 24,0	100
Tiflis	16200	4 24,5	—	(5 30,6)	5 55,2	—

Digitized by Google

Station	Entfernung von Wellington in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Nikolajew	17300	(4 33 —)	(4 52 —)	—	5 22 —	90
Jurjew	17400	4 28,4	(4 50,6)	5 24,4	5 27,6—6 03,9	120
Ponta Delgada	18400	(4 34,0)	—	—	—	30
Hamburg	18500	4 29 03	—	—	(4 39 50)	140
Potsdam	18500	4 28 49	—	—	—	150
Leipzig	18500	4 28 49	—	5 36 45	—	100
Kremsmünster	18600	—	4 46 —	—	(4 50,8)	30
Fiume	18600	—	—	(4 56 —)	(4 56 —)	1
Triest	18700	4 28,2	—	—	(4 48,7)	110
Edinburg	18700	—	—	5 32,0	5 50,0	70
Paisley	18700	—	—	—	5 48 —	—
Padua	18900	4 28 33	(4 52 ca.)	—	—	100
Rocca di Papa	18900	—	4 48 42	5 35 37	—	80
Florenz	19000	4 27 49	—	—	5 50 ——6 20 —	140
Quarto Castello (Florenz)	19000	4 27 07	—	—	—	20
Uccle	19000	(4 15 13!)	—	—	—	50
Bidston	19000	—	(5 00,0)	(5 28,6)	5 52,7	60
Kew (Richmond)	19100	—	—	5 33,5	5 48,5	60
Strassburg	19100	4 28 03	—	5 38 50	—	100
Shide	19200	—	(5 26,5)	5 37,7	5 38,7—5 53,1	70
San Fernando	19900	—	(4 44,3)	5 36,0	5 54,0	110
Granada	19900	(4 34 43)	—	—	—	20

Der Herd des Bebens, der die hier verzeichneten Registrierungen veranlasste, ist sehr wahrscheinlich in dem östlich von Neu-Seeland gelegenen Teil des Pazifik zu suchen. Im Strassburger Seismogramm des v. Rebeur-Ehlert-Pendels treten die langen Wellen des Hauptbebens erst etwa 70 Minuten nach Beginn der Störung auf. Dasselbe gilt von dem in Leipzig mit Wiecherts astatischem Pendelseismometer gewonnenen Diagramm. Nach den Aufzeichnungen des Milne-Pendels in Wellington zeigen sich schon um $8^h\ 08{,}4^m$ und $8^h\ 45{,}0^m$ Einsätze eines Bebens. Vermutlich rühren

Digitized by Google

diese von Vorstössen her, welche von demselben Epizentrum ausgingen. Auch der Einsatz um $3^h\ 57{,}9^m$ scheint durch einen solchen der Haupterschütterung vorausgegangenen Stoss verursacht worden zu sein, während der Beginn der Haupterschütterung selbst einige Minuten später unkenntlich blieb. — Die für Batavia angegebenen Zeiten sind durch eigene Ausmessung einer Kopie des dort mit einem Milne-Pendel gewonnenen Seismogramms erhalten worden.

Nr. XII. 4. Juni 1903.

Station	Entfernung von Cairo in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Cairo	—	—	15 11,5	15 14,0	15 14,5	—
Catania	1700	—	(15 20 56)	15 24 58	—	30
Tiflis	1800	15 06 20	(15 19 21)	15 24 48	15 26 49—15 29 19	50
Nikolajew	1900	—	15 13 —	(15 19 —)	15 29 —	40
Florenz	2400	(15 03 —)	—	15 25 30	15 28 —	100
Triest	2400	—	15 13,4	—	15 36,4—15 40,7	90
Kremsmünster	2500	—	15 13,1	—	—	30
Leipzig	2900	—	—	15 37 —	—	10
Potsdam	2900	15 08 02	(15 19 45)	15 28,5	15 35 07—15 35 57	130
Strassburg	2900	15 07 30	(15 20 10)	—	15 33 ——15 39 —	80
Hamburg	3200	(15 11 16)	15 15 36	—	15 39 25—15 40 27	90
Jurjew	3200	—	(15 18,1)	15 29,9	15 39,3	50
Shide	3600	—	(15 21,9)	—	15 32,3—15 39,7	30
San Fernando	3600	—	(15 16,5)	15 26,0	15 29,0	30
Taschkent	3700	15 08 02	(15 20,6)	15 27,9	(15 25,0)—15 33,5	40
Bidston	3900	(14 49,2!)	—	—	(15 06,6!)	80
Edinburg	4000	—	—	15 36,0	15 38,5	10
Paisley	4100	—	—	15 35 —	15 39 —	20
Ponta Delgada	5400	—	—	15 37,4	15 39,9	20
Mauritius	6300	—	15 11,8	15 17,2	(15 18,9)	40
Irkutsk	6400	—	(15 21,5)	—	15 45,5—16 08,6	140
Kapstadt	7300	—	15 15,2	(15 54,0)	15 57,1	40
Perth	11400	—	—	15 48 —	—	20

Digitized by Google

Die Tatsache, dass der Beginn des Bebens in Potsdam und Taschkent gleichzeitig, in Strassburg und Tiflis aber etwas früher als in diesen beiden Stationen registriert wurde, und ausserdem Cairo, Mauritius und Kapstadt verhältnismässig frühe Anfangszeiten aufweisen (in diesen drei Stationen sind Milne-Pendel aufgestellt), lässt den Herd des Bebens südlich von Europa und Asien suchen. Die aus der Dauer der gesamten Vorphase für Tiflis, Taschkent und Potsdam nach Láska sich ergebenden Epizentralentfernungen führen in das Gebiet des grossen ostafrikanischen Grabenbruchs, in Übereinstimmung mit dem Umstande, dass der Beginn der Störung in Cairo und Mauritius, der aber nicht dem Einsetzen der ersten Vorläufer entspricht, nahezu gleichzeitig ist.

Nr. XIII. 7. Juni 1903. (Gefühlt auf Formosa, auf den Pescadores Inseln, auf Ishigakishima [Riu-Kiu Inseln] und in Santo Domingo [Batan Inseln].)

Station	Entfernung von Taichu in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Naha	750	—	—	9 10 03	—	—
Manila	1100	9 04 54	—	—	9 06 45	70
Calcutta	3400	9 13,5	—	9 25,7	9 26,7	50
Irkutsk	3400	9 13,8	9 17,9	9 23,2	9 23,6—9 26,0	190
Batavia	3700	(8 49,7!)	—	—	(8 52,5—9 02,7)	(60)
Krasnoiarsk	4300	(9 02,6!)	—	9 26,1	9 27,4	(70)
Taschkent	5200	(8 59,2!)	9 22,1	9 34,0	9 35,8—9 36,4	(70)
Tiflis	7300	9 17,1	9 25,7	—	9 50,6	100
Nikolajew	8100	—	9 27 —	9 44 —	9 57 —	60
Jurjew	8100	—	9 27,8	9 43,0	9 46,0—9 55,6	—
Mauritius	8600	—	9 28,0	9 49,7	9 53,9	30
Potsdam	9200	9 18 55	9 29 03	—	9 52 58—9 59 02	—
Hamburg	9300	9 19 12	9 29 08	—	(9 30 17)—10 00 04	100
Kremsmünster	9400	9 17,6	9 27,5	—	(9 30 —)	60
Triest	9500	9 19,2	—	—	9 53,3—10 08,6	60
Padua	9700	9 16 41	9 30 ca.	—	(9 30 22)	30
Florenz	9800	—	9 33 —	—	9 58 ——10 00 —	60

Digitized by Google

Quarto Castello (Florenz)	9800	—	9 29 38	—	—	10
Rocca di Papa	9800	—	9 30 18	956 43	10 02 48	>90
Catania	9800	—	9 29 50	—	—	10
Strassburg	9800	9 19 20	9 29 50	10 00 ca.	10 02 30—10 12 —	100
Edinburg	9900	—	9 30,0	9 56,0	9 58,0	50
Paisley	10000	(9 16 —)	9 30 —	9 53 —	10 05 —	30
Bidston	10100	—	9 36,2	—	9 56,0	40
Kew (Richmond)	10100	—	9 29,5	—	9 59,7	40
Shide	10200	—	9 30,3	—	9 55,6—10 06,4	60
San Fernando	11500	9 24,4	—	10 05,8	10 07,7	60
Toronto	12500	—	—	10 12,2	—	10
Kapstadt	12800	—	—	9 58 —	10 08,2	—

Das Beben wurde auf Formosa, auf den Pescadores Inseln, auf Ishigakishima (Riu-Kiu Inseln) und in Santo Domingo (Batan Inseln) gefühlt. Nach den vorliegenden makroseismischen Nachrichten scheint das Epizentrum auf Formosa oder in unmittelbarer Nähe dieser Insel im Meere gelegen zu sein. Die für die einzelnen Orte des Schüttergebietes angegebenen Eintrittszeiten des Bebens liegen zwischen $9^h\ 05^m\ 30^s$ und $9^h\ 15^m\ 27^s$, die Hälfte aller Zeitangaben zwischen $9^h\ 07^m\ 05^s$ und $9^h\ 08^m\ 10^s$. Unter Berücksichtigung der Laufzeit für die ersten Vorläufer ergibt sich bei der Annahme, dass Taichu in der Nähe des Epizentrums gelegen ist, aus den Anfangszeiten der Registrierungen in Tiflis, Potsdam, Hamburg, Triest und Strassburg als Eintrittszeit des Bebens im Mittel $9^h\ 06^m$. Die für Batavia, Krasnoiarsk und Taschkent angegebenen Anfangszeiten, sowie auch die für Batavia eingeschriebenen Momente der Maxima scheinen auf irrtümlichen Zeitangaben zu beruhen oder auf lokal beschränkte Erdstösse zurückgeführt werden zu müssen.

Nr. XIV. 13. August 1903. (Gefühlt an der Südostküste von Hokkaido.)

Station	Entfernung von Kushiro in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Kushiro	—	15 46 05	—	—	—	—
Tokachi	60	15 48 30	—	—	—	—
Nemuro	100	15 47 29	—	—	—	—

Digitized by Google

Station	Entfernung von Kushiro in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Hakodate	330	15 48 05	—	—	—	—
Aomori	380	15 50 13	—	—	—	—
Ishinomaki	560	15 49 00	—	—	—	—
Mito	800	15 50 02	—	—	—	—
Wajima	900	15 47 10	—	—	—	—
Irkutsk	3200	15 52,8	15 58,1	16 03,0	16 05,8—16 11,6	240
Krasnoiarsk	4000	(15 02,7!)	16 01,7	—	16 06.5—16 06,6	110
Calcutta	5700	—	(16 06,3)	16 16,5	16 31,2	40
Taschkent	6100	15 56,5	(16 05,0)	16 14,0	16 17,3—16 19,6	70
Victoria B. C.	6900	—	—	(16 28,2)	—	—
Bombay	7200	—	—	(16 26,1)	16 35,4	20
Jurjew	7600	—	16 05,9	16 21,4	16 23,9—16 30,8	80
Tiflis	7800	15 57,4	—	16 24,7	16 33,7—16 39 44	—
Nikolajew	8200	—	16 09 —	16 26 —	16 28 —	50
Potsdam	8600	15 58,8	16 08 28	—	16 32,1—16 37,0	>180
Hamburg	8700	(16 05 55)	16 08 25	—	—	160
Göttingen	8800	15 58 55	16 08 45	16 24 56	16 30 55—16 37 25	140
Leipzig	8800	—	—	16 27 45	—	30
Edinburg	8900	—	—	16 32,5	16 41,5	40
Paisley	8900	—	—	16 32,5	16 40 —	40
Kremsmünster	9000	—	16 08,9	16 30,1	—	50
Bidston	9100	—	—	16 29,0	16 39,2	40
Uccle	9100	—	16 09 19	16 26 49	—	140
Strassburg	9200	15 59 22	16 09 22	16 26 —	16 32 22—16 33 38	80
Kew (Richmond)	9200	—	—	16 31,0	16 42,5	30
Triest	9200	15 58,8	—	—	16 35,5—16 39,9	80
Shide	9300	—	(16 19,5)	16 31,9	16 35,0—16 43,2	40
Padua	9400	15 59 23	16 09 36	(16 38 30)	—	50
Florenz	9500	—	—	—	16 30 ——16 55 —	—
Rocca di Papa	9700	15 59 34	—	16 32 42	16 38 ——16 40 12	70
Toronto	9700	—	—	(16 44,2)	—	4
Catania	9900	—	—	16 29 49	—	1
San Fernando	11000		—	16 38,7	16 44,2	80

Digitized by Google

Das Beben wurde in den Orten Kushiro, Tokachi, Nemuro und Hakodate auf Hokkaido und in Wajima auf Nippon gefühlt und von den hier aufgestellten Ewing-Seismographen registriert. In Kushiro trat die Erschütterung um $15^h\,46^m\,05^s$ auf und erreichte den IV. Stärkegrad der japanischen Intensitätsskala. Die Anfänge der Registrierungen in den ausserjapanischen Stationen ergeben $15^h\,47^m$ als mittlere Eintrittszeit des Bebens. In Kushiro und Nemuro erfolgten noch am 13. August um $16^h\,06^m\,55^s$, resp. $16^h\,07^m\,54^s$ und am 14. August um $1^h\,14^m\,50^s$, resp. $1^h\,16^m\,02^s$ schwächere Nachstösse.

Nr. XV. 19. Oktober 1903. (Gefühlt in Ferghana und Chinesisch-Turkestan.)

Station	Entfernung von Irkeschtam in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Taschkent	450	3 08,3	—	—	3 08,6—3 11,0	—
Krasnoiarsk	2300	—	—	3 15,5	3 22,2—3 22,4	50
Calcutta	2400	—	—	3 15,4	—	40
Tiflis	2500	3 10 18	—	3 14 47	3 15 02—3 18 09	120
Irkutsk	2700	—	—	3 15,1	3 16,4—3 45,8	100
Jurjew	4000	—	3 17 —	3 23,9	3 25,1—4 06 —	180
Kremsmünster	4900	(3 16,8)	3 23,6	—	—	40
Triest	5000	3 15,3	—	—	3 26,2	60
Göttingen	5100	3 14 07	3 21 00	—	3 31 —	40
Hamburg	5100	(3 16 20)	3 20 50	—	3 29 23—3 36 41	70
Padua	5100	3 13 44	3 20 58	—	(3 21 08)	20
Florenz	5200	3 15 —	—	—	3 24 50—3 26 —	30
Quarto Castello (Florenz)	5200	3 14 15	—	—	—	5
Rocca di Papa	5200	—	3 21 46	(3 33 14)	—	10
Strassburg	5400	3 14 25	3 21 10	3 28 00	3 32 —3 36 —	50
Uccle	5500	(3 16 25)	3 20 50	—	—	40
Catania	5500	3 14 23	3 21 51	—	—	10
Bidston	5900	—	—	3 29,7	3 40,4	50
Batavia	6200	(3 10,5)	(3 18,5)	—	3 39 —	60
Mauritius	6900	—	—	3 31,5	3 35,8	—
Perth	9200	(3 24,8)	3 31,4	—	3 33,8	20

Digitized by Google

Am 19. Oktober wurde in Irkeschtam (Ferghana) um $3^h\ 16{,}3^m$ M. Gr. Z. eine Erschütterung von der Stärke VI (Rossi-Forel), in Margelan um $3^h\ 07{,}9^m$ eine Erschütterung von der Intensität II und in Kaschgar (Chinesisch-Turkestan) um $8^h\ 00^m$ Ortszeit = $2^h\ 56^m$ M. Gr. Z. ein mässiger Stoss verspürt. Die sich aus der Dauer der ersten Vorphase für Göttingen, Padua, Strassburg und Catania auf Grund der Laufzeitkurve für die ersten und zweiten Vorläufer ergebenden Epizentralentfernungen stimmen mit dieser Lage des Herdes gut überein. Nach dem Beginn der Registrierungen in Tiflis, Göttingen, Padua, Quarto Castello, Strassburg und Catania zu urteilen, liegt der Zeitpunkt des Bebens zwischen $3^h\ 05^m$ und $3^h\ 06^m$. Taschkent ergibt $3^h\ 07^m$. Für Taschkent und Krasnoiarsk wird auch schon um $2^h\ 53{,}6^m$, beziehungsweise um $2^h\ 53{,}0^m$ der Beginn einer Störung angesetzt. Auffallend ist der frühe Beginn der Registrierung in Batavia um $3^h\ 10{,}5^m$. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass diese Aufzeichnung in Batavia durch ein Beben an der Südwestküste Sumatras veranlasst wurde: in Lais, Kroë, Manna und Tais wurden am 19. Oktober um $3^1/_2{}^h$ ca. M. Gr. Z. Erdstösse verspürt; diese Zeitangabe kann aber sehr wohl um 20^m ungenau sein. Das Diagramm des Milne-Pendels in Batavia beginnt um $3^h\ 11{,}3^m$ und zeigt schon um $3^h\ 12{,}9^m$ einen Maximalausschlag von 7,0 mm Amplitude (von der einen Seite zur anderen). Dieses Beben auf Sumatra, das nach den vorliegenden Nachrichten nur unbedeutend gewesen zu sein scheint, hat aber die Registrierungen auf den übrigen Stationen nicht wesentlich beeinflusst, da die Phasenlängen mit Deutlichkeit auf Ferghana und Chinesisch-Turkestan als Ursprungsort der Störung hinweisen.

Nr. XVI. 21. Oktober 1903.

Station	Entfernung von Mauritius in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Mauritius	—	10 02,2	—	—	10 06 —	70
Kodaikânal (Madras)	4100	—	(10 14,1)	10 18,7	10 20,7	50
Kapstadt	4200	10 03,0	10 07,5	—	10 09.7	60
Bombay	4700	(10 01,3)	(10 15,4)	—	10 27,5	70
Batavia	5600	10 07,3	10 15,3	—	—	120
Calcutta	5900	—	—	10 19,1	(10 45,5)	60
Perth	6000	—	10 14,1	--	10 21,1	70
Cairo	6300	—	10 16 —	(10 35 —)	10 37 --	80

Digitized by Google

Taschkent	6900	—	10 12,5	10 24,7	10 33,5—10 41,1	—
Tiflis	7100	10 08 58?	10 18 54	—	10 47,8	160
Catania	7900	(10 06 ca.)	—	10 41 04	—	60
Rocca di Papa	8400	10 09 53	10 21 07	10 45 00	—	—
Florenz	8600	(10 06 —)	10 20 30	10 43 —	10 49 ——10 53 —	60
Triest	8600	(10 11 —)	—	—	—	—
Padua	8700	10 10 10	10 21 13	10 48 ca.	—	50
Kremsmünster	8800	(10 13,5)	10 22,0	—	(10 23,4)	40
Granada	9100	(9 55 —)	—	—	—	20
Strassburg	9200	10 10 30	10 21 38	10 42,3	10 55,5—11 02 —	120
Potsdam	9200	(10 14 49)	—	(10 54 —)	10 49 ——10 59 —	170
Göttingen	9300	(10 13 45)	—	10 46 —	10 46 ——10 53 —	90
San Fernando	9300	—	10 19,6	10 48,5	10 52,6	130
Jurjew	9300	—	10 21,3	10 48,2	10 52,1—11 02.7	270
Irkutsk	9400	(10 15,0)	—	—	(10 33,5)—11 13,8	270
Hamburg	9500	10 11 51	—	—	(10 24 56)—11 03 50	140
Uccle	9500	10 11 00	10 22 00	—	—	80
Shide	9800	(10 20,9)	10 23,9	—	10 54,4—10 55,9	80
Kew (Richmond)	9800	—	10 23,5	—	11 00,0	50?
Bidston	10100	—	10 24 —	10 52,1	10 57,7	110
Edinburg	10300	—	10 24,5	10 53,0	11 02,0	80
Paisley	10300	—	(10 30 —)	—	—	70
Ponta Delgada	10900	—	10 27,2	—	10 54,7	60
Córdoba	11700	—	(10 21,9)	—	—	80
Toronto	15500	—	10 40,5	—	—	50
Victoria B. C.	17200	—	10 42,0	—	—	90

Die obigen Daten weisen nach den Epizentralentfernungen, welche sich aus der Dauer der ersten Vorphase für Batavia, Tiflis, Rocca di Papa, Padua, Strassburg und Uccle ergeben, unter Berücksichtigung des Umstandes, dass Mauritius und Kapstadt das Beben zuerst registrierten, auf ein Epizentrum hin, das im südlichen Indischen Ozean zwischen Madagaskar und den Kerguelen gelegen ist. Der Beginn der Störung in Bombay um $10^h\,01{,}3^m$ scheint zu früh angesetzt worden zu sein, zumal wenn man zum Vergleich die Anfangszeiten in Kodaikânal und Calcutta ($10^h\,14{,}1^m$, resp. $10^h\,19{,}1^m$) heranzieht; auf diesen drei Stationen sind Milne-Pendel stationiert.

Digitized by Google

Nr. XVII. 26. November 1903. (Gefühlt in der Umgebung des Baikal Sees.)

Station	Entfernung v. d. Mündung d. Selenga in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Irkutsk	150	11 49,1	—	11 49,7	(11 49,5)—11 50,4	50
Krasnoiarsk	1000	—	11 52,6	—	11 55,5—11 56,1	130
Taschkent	3100	11 53.5	11 58,7	—	12 04,3—12 05,9	70
Tokio	3300	—	—	12 02,0	12 09,7	50
Calcutta	3700	—	—	12 06,0	12 09,5	50
Pawlowsk	4700	—	(12 07,3)	(12 15,5)	12 15,6—12 41,4	40
Tiflis	4800	11 56 17	(12 06 21)	—	12 12 47—12 15,7	130
Bombay	4800	—	(12 05,5)	—	12 13.5	50
Jurjew	4900	11 57,1	12 02,8	12 11,8	12 13,6—12 25,2	160
Kodaikânal (Madras)	5000	—	—	12 15.9	12 21,6	20
Potsdam	6000	11 57 45	12 05 18	12 19 55	—	120
Budapest	6000	(12 01 10)	—	12 16 —	12 23 50	40
Ógyalla	6100	—	(12 12 49)	12 16 49	12 22 09—12 23 09	30
Leipzig	6100	(12 — —)	—	—	—	60
Hamburg	6100	11 57 42	12 05 43	(12 09 43)	—	—
Göttingen	6200	11 57 42	12 05 40	—	12 21 3/4—12 24 1/4	90
Kremsmünster	6300	(11 56,8)	—	—	12 15,2—12 30,8	70
Laibach	6400	(12 01 —)	—	12 23 —	—	—
Pola	6500	—	(12 11,0)	12 20,4	12 21,2—12 26,0	20
Padua	6600	11 57 ca.	—	12 20 —	12 23 02	50
Strassburg	6600	11 58 10	12 06 20	12 16 48	12 27 00—12 27 35	120
Uccle	6600	(12 02 39)	12 07 43	—	—	100
Edinburg	6600	(12 03,8)	—	12 23,5	12 33,5	50
Paisley	6600	—	12 09,7	12 25,4	12 27,5	—
Batavia	6600	11 58,1	12 06,7	12 25 —	—	90
Bidston	6800	11 58,4	—	—	12 25,2	70
Kew (Richmond)	6800	—	(12 12,7)	—	12 26,0	40
Pavia	6800	—	12 05 —	12 23 —	12 25 —	40
Florenz	6800	—	12 05 —	—	12 25 — —12 35 —	90

Digitized by Google

Quarto Castello (Florenz)	6800	11 58 34	—	12 21 40	—	30
Rocca di Papa	6900	11 58 26	12 05 02	—	12 20 51—12 35 11	130
Ischia	6900	—	(12 10 47)	12 23 —	—	30
Shide	6900	—	(12 11,1)	—	12 22,2—12 27,3	60
Catania	7000	—	(12 13 42)	12 27 05	—	30
Victoria B. C.	8100	—	—	12 27,5	12 31,8	20
Granada	8200	—	—	12 29 33	—	—
San Fernando	8400	—	(12 17,9)	12 30,1	12 31,7	40
Ponta Delgada	9200	—	—	12 37,6	12 45.4	30
Toronto	9600	—	12 14,0	—	12 44,0	50
Baltimore	10100	—	—	12 39 —	12 46 —	10
Kapstadt	13000	—	(12 48,0)	12 51,0	12 53,2	10

Das Beben trat zu beiden Seiten des Baikal Sees auf und hatte seine grösste Stärke im Becken der unteren Selenga und bei Wercholensk, wo die Intensität VI—VII Grad der Skala Rossi-Forel betrug. Die geographischen Koordinaten des Epizentrums sind 52° 14′ N. Br. und 106° 50′ Ö. L. Gr. Das von der Isoseiste VII umschlossene Gebiet misst ca. 7800 qkm; die Isoseiste II umgrenzt ein Gebiet von ca. 680000 qkm. Als mittlere Momente ergeben sich aus den instrumentellen Aufzeichnungen in Irkutsk für den Beginn $11^h\,49{,}2^m$, den Anfang der Hauptphase $11^h\,49{,}5^m$, das Maximum $11^h\,50{,}0^m$, das Ende der Hauptphase $11^h\,51{,}9^m$. Die von Personen angegebenen Zeiten differieren sehr untereinander. Der für den Beginn der Registrierung des in Kabansk (Epizentralgebiet) stationierten Bosch-Pendels angegebene Moment $11^h\,46{,}5^m$ dürfte auf fehlerhafter Zeitangabe beruhen. Aus den Anfängen der Registrierungen in den Stationen ausser Irkutsk berechnet sich die Eintrittszeit des Bebens im Mittel zu $11^h\,48^m$. Eine schwache Wiederholung des Bebens machte sich um $13^h\,03^m$ bemerkbar; zwei stärkere Wiederholungen traten um $16^h\,21^m$ und $19^h\,15^m$ ein, ausserdem zahlreiche ganz schwache, meistens nur instrumentell in Irkutsk wahrgenommene Nachstösse bis zum 30. November. (A. W. Wosnessenski, Das Baikal Beben vom 26. November 1903. Comptes Rendus des Séances de la Commission Sismique Permanente. Tome 2. St. Pétersbourg 1905.) Das Nachbeben um $16^h\,21^m$ wurde ausser in Irkutsk auch in Krasnoiarsk und wahrscheinlich auch in Strassburg registriert. Ob auch die um diese Zeit in Kremsmünster und Batavia erfolgten Bebenaufzeichnungen auf diesen Ursprung zurückgehen, ist zweifelhaft. Die Daten sind am 26. November:

Station	Maximum h m s	Bemerkung	Station	Maximum h m s	Bemerkung
Irkutsk	12 45 —	Gefühlt	Irkutsk	16 22 —	Gefühlt
„	13 05 —	„	„	17 24 —	„
„	14 16 —	—	„	19 19 —	„
„	15 33 —	—	„	20 04 —	„
„	15 52 —	—	„	21 16 —	„

Station	Beginn h m s
Krasnoiarsk	16 23,8
Kremsmünster	15 17 —
Strassburg	16 55 35
Batavia	15 09,4
„	16 16,0

Digitized by Google

Um 23h 30m (Ortszeit?) wurden in Silchar (Assam-Indien) zwei sehr starke Stösse wahrgenommen; das Beben wurde auch in Sylhet und Adampur bemerkt. Unter der Annahme, dass die angegebene Zeit Ortszeit ist, was sehr wahrscheinlich ist, erfolgte das Beben um 17h 20m ± ? M. Gr. Z. Vermutlich hängen mit diesem Beben die folgenden Registrierungen zusammen:

Station	Entfernung von Silchar in km	Beginn h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase h m s	Totale Dauer in m
Calcutta	550	17 11,1 —	17 14,1	20
Taschkent	2900	17 03,8 —	17 22,7—17 22,9	50
Irkutsk	3200	17 15,7 —	17 23,8—17 26,4	20
Tiflis	4900	17 21 52?	17 23 16? —17 32 55?	70
Jurjew	6400	17 36,0 —	17 39,8	20

Die Registrierung in Irkutsk wurde nach den oben gegebenen Daten gleichzeitig durch eine Nacherschütterung im Gebiet des Baikal Sees beeinflusst.

A. W. Wosnessenski (l. c.) gibt für den 27.—30. November von Irkutsk noch die folgenden mikroseismischen Daten, welche im Zusammenhang mit Nachstössen des grossen Baikal Bebens stehen:

Station	Maximum h m s	Bemerkung	Station	Maximum h m s	Bemerkung	Station	Maximum h m s	Bemerkung
27. November:			Krasnoiarsk	19 09,4	G. Lewitzky	Irkutsk	17 29 —	—
Irkutsk	1 05 —	—	Taschkent	11 41,3	„	„	23 12 —	—
„	7 35 —	—				29. November:		
„	10 02 —	Gefühlt	28. November:			Irkutsk	1 05 —	Gefühlt
„	10 59 —	„	Irkutsk	4 41 —	—		18 34 —	—
„	14 45 —	Gefühlt?	„	6 17 —	—	„	23 31 —	—
„	18 59 —	„	„	8 10 —	—	Krasnoiarsk	1 10,5	G. Lewitzky
„	19 34 —	„	„	10 26 —	—	30. November:		
„	21 29 —	—	„	11 32 —	—	Irkutsk	18 45 —	—
Krasnoiarsk	6 40,8	G. Lewitzky	„	13 18 —	—			

Digitized by Google

Nr. XVIII. 7. Dezember 1903. (Gefühlt im südlichen Teil von Chile.)

Station	Entfernung von Vallenar in km	1. Vorläufer h m s	2. Vorläufer h m s	Hauptbeben h m s	Maximalausschlag oder Maximalphase im Hauptbeben h m s	Totale Dauer in m
Córdoba	750	—	—	—	14 49,0	90
Trinidad	4500	—	—	(17) 06 —	(17) 16 —	20
Porto Rico	5200	14 52,4	14 58,4	15 03,4	15 09,4—15 16,8	50
Toronto	8100	—	15 05,0	—	(15 08,0)	—
Kapstadt	8400	—	15 04,0	—	—	30
Ponta Delgada	8800	—	—	(14) 39,4	—	—
San Fernando	10000	—	15 07,9	(15 49,2)	15 51,3	60
Victoria B. C.	10100	—	15 08,0	—	—	60
Kew (Richmond)	11400	—	—	(15 30,0?)	15 47,5	50
Bidston	11400	—	15 14,1	—	15 40,3	60
Paisley	11400	—	15 10,3	15 38,8	15 44,8	60
Edinburg	11500	—	15 12,5	15 41,0	15 48,0	60
Strassburg	11700	15 02 20	—	15 38 00	15 45 ——15 51 —	60
Florenz	11700	—	15 12 —	—	15 42 ——16 00 —	130
Quarto Castello (Florenz)	11700	—	(15 29 36)	15 34 41	15 51 24— ?	—
Rocca di Papa	11800	15 04 39	—	(15 30 07)	15 43 39	—
Messina	11800	—	—	15 42 —	—	30
Catania	11800	15 02 14	—	15 34 50	15 50 11	60
Padua	11900	—	—	15 42 05	—	10
Göttingen	12000	—	15 16 —	—	15 48,5	70
Hamburg	12100	(15 09 29)	—	—	—	70
Leipzig	12200	—	—	15 42 40	—	20
Potsdam	12300	>15 — —	—	—	—	150
Jurjew	13300	(15 10,5)	15 20,6	15 56,6	16 05 —	150
Tiflis	14400	15 05 39	15 16 50	—	15 57,8	200
Batavia	16400	15 04,0	—	—	—	60
Taschkent	16500	15 04,0	15 19,9	16 02,1	16 08,4	140
Irkutsk	17700	15 04,2	—	—	16 14,3—16 50,5	200
Calcutta	18100	—	(15 30,8)	16 11,0	16 14,0	80

Digitized by Google

Das Schüttergebiet des Bebens lag zwischen Santiago und Taltal (Chile) und Mendoza (Argentinien). Das Epizentrum befand sich bei Vallenar, wo kein Haus ohne Beschädigungen blieb, grosse Panik unter der Bevölkerung entstand und die Eisenbahnlinie zerstört wurde. In Vallenar (70¾° W. L. Gr.) wird als Zeit $10^h\ 09^m$ Ortszeit $= 14^h\ 52^m$ M. Gr. Z., in Serena und Coquimbo (71¼° W. L. Gr.) $10^h\ 00^m$ Ortszeit $= 14^h\ 45^m$ M. Gr. Z., in Santiago (70° 41′ 26″ W. L. Gr.) $10^h\ 04^m\ 08^s$ Ortszeit $= 14^h\ 46^m\ 54^s$ M. Gr. Z. angegeben. Aus den Anfangszeiten in Strassburg, Catania, Batavia, Taschkent und Irkutsk ergibt sich als Eintrittszeit des Bebens in Vallenar im Mittel $14^h\ 47^m$. Die Zeitangaben für Ponta Delgada und für Trinidad beruhen vermutlich auf einem Druckfehler; für Ponta Delgada wäre eine Stunde hinzuzuzählen, für Trinidad wären zwei Stunden abzuziehen.

Verzeichnis der in den Tabellen vorkommenden Erdbebenstationen.

Laufende Nr.	Name der Station	Geographische Koordinaten: Breite	Geographische Koordinaten: Länge von Greenwich		Bezeichnung der seismischen Apparate
		° ′ ″	° ′ ″	h m s	
1	Athen	37 58 21 N	23 43 14 E	−1 34 52,9	Smgr. Ag.
2	Baltimore	39 17,8 — N	76 37,2 — W	+5 06 29	Hp. M.
3	Batavia	6 11 00 S	106 49,8 — E	−7 07 19	Hp. M. Seit 1. IX. 1903 auch Hp. R. E.
4	Bidston	53 24 05 N	3 04 20 W	+0 12 17,3	Hp. M.
5	Bombay	18 53 45 N	72 48 56 E	−4 51 15,7	Hp. M.
6	Budapest	47 29 29 N	19 03 55 E	−1 16 15,7	Hp. B.
7	Bukarest	44 27 — N	26 07 — E	−1 44 28	Hp. B.
8	Caggiano	40 34 — N	15 29 — E	−1 01 56	Smgr. Ag.; Smgr. Br.
9	Cairo { Abbassia	30 04 36 N	31 17 14 E	−2 05 08,9	Hp. M., seit 1. VII. 1903 im Helwan Observatorium.
	Cairo { Helwan	29 51 34 N	31 20 30 E	−2 05 22,0	
10	Calcutta	22 32 — N	88 20 — E	−5 53 20	Hp. M.
11	Carloforte	39 08 09 N	8 18 44 E	−0 33 14,9	Msgr. V.
12	Catania	37 30 13 N	15 04 44 E	−1 00 18,9	Smgr.; Smgr. Br.; P. Sgr.; Msgr. V.
13	Catanzaro	38 54 — N	16 37 — E	−1 06 28	Msgr. V.
14	Christchurch	43 31 50 S	172 37 18 E	−11 30 29,2	Hp. M.
15	Córdoba (Pilar)	31 40,5 — S	63 51 — W	+4 15,4 —	Hp. M.
16	Edinburg	55 55 30 N	3 11 03 W	+0 12 44,2	Hp. M.
17	Fiume	45 19 56 N	14 25 40 E	−0 57 42,7	Msgr. V.
18	Florenz (Coll. alla Querce)	43 47 18 N	11 16 42 E	−0 45 06,8	P. O.
19	Florenz (Ximeniano)	43 46 40 N	11 15 24 E	−0 45 01,6	Msgr. V.; P. O.
20	Giaccherino	43 56 ca. N	10 53 ca. E	−0 43,5 ca.	Smgr. Ag.; P. O. St.
21	Göttingen	51 33 — N	9 58 — E	−0 39 52	A. P. W.
22	Granada	37 10 43 N	3 47 54 W	+0 15 11,6	Msgr. V.; P. O. St.
23	Hamburg	53 33 55 N	10 01 19 E	−0 40 05,3	Hp. R. E.
24	Honolulu	21 19,2 — N	158 03,8 — W	+10 32 15	Hp. M.
25	Irkutsk	52 16 — N	104 18 33 E	−6 57 14,2	Hp. Z. R.; Hp. M.; Hp. B.

Digitized by Google

Laufende Nr.	Name der Station	Geographische Koordinaten			Bezeichnung der seismischen Apparate
		Breite	Länge von Greenwich		
		° ′ ″	° ′ ″	h m s	
26	Ischia: Grande Sentinella	40 44 45 N	13 54 12 E	- 0 55 36,8	V. S.; P. O.; L. G.
	Ischia: Porto d'Ischia	40 44 26 N	13 56 35 E	−0 55 46,3	
27	Jurjew	58 22,8 — N	26 43 20 E	−1 46 53,3	Hp. Z. R.; Hp. St.
28	Kapstadt	33 56 04 S	18 28 42 E	−1 13 54,8	Hp. M.
29	Kew (Richmond)	51 28 06 N	0 18 48 W	+0 01 15,2	Hp. M.
30	Kodaikânal (Madras)	10 13 50 N	77 28 — E	−5 09 52	Hp. M.
31	Krakau	50 03 52 N	19 57 36 E	−1 19 50,4	Hp. B.
32	Krasnoiarsk	56 01 — N	92 52 — E	−6 11 28	Hp. B.
33	Kremsmünster	48 03 23 N	14 07 54 E	−0 56 31,6	Hp. R. E.
34	Laibach	46 03 — N	14 31 — E	−0 58 04	Msgr. V.; P. O.
35	Leipzig	51 20 06 N	12 23,5 — E	−0 49 34	A. P. W.
36	Manila	14 34 11 N	120 58 33 E	−8 03 54,2	Msgr. V.
37	Mauritius	20 05 39 S	57 33 09 E	−3 50 12,6	Hp. M.
38	Messina	38 12 — N	15 33 — E	−1 02 12	Smgr. Ag.
39	Mineo	37 15 — N	14 44 — E	−0 58 56	Smgr. Br.; P. Sgr.; Tr. N.; Msmc. G.
40	Nikolajew	46 58,4 — N	31 58 27 E	−2 07 53,8	Hp. R. E.
41	Ógyalla	47 52 24 N	18 52 32 E	−1 15 30,1	Hp. B.
42	Padua	45 24 03 N	11 52 18 E	−0 47 29,2	Msgr. V.
43	Paisley	55 50 44 N	4 25 50 W	+0 17 43,3	Hp. M.
44	Pavia	45 11 06 N	9 09 13 E	−0 36 36,9	Smgr. Ag.
45	Pawlowsk	59 41 — N	30 29 15 E	−2 01 57,0	Hp. B.
46	Perth	31 57 09 S	115 50 26 E	−7 43 21,7	Hp. M.
47	Pola	44 51 49 N	13 50 46 E	−0 55 23,1	Msgr. V.
48	Ponta Delgada	37 44 18 N	25 41 15 W	+1 42 45,0	Hp. M.
49	Portici	40 48 — N	14 20 — E	−0 57 20	Smgr. Ag.
50	Porto Rico (Vieques)	18 08,9 — N	65 26,4 — W	+4 21 46	Hp. B.
51	Potsdam	52 22 51 N	13 04 — E	−0 52 16	Hp. H.; A. P. W.
52	Quarto Castello (Florenz)	43 49 11 N	11 12 03 E	−0 44 48,2	Msgr. V.; P. O.
53	Rocca di Papa	41 46 — N	12 43 — E	−0 50 52	Smgr. Ag.; Macrsmgr. Ag.; Smgr. Br.; Msgr. V.; P. O.
54	San Fernando	36 27 42 N	6 12 19 W	+0 24 49,3	Hp. M.
55	Shide	50 41 18 N	1 17 10 W	+0 05 08,7	Hp. M.
56	Strassburg	48 35 — N	7 46 10 E	−0 31 04,7	A.P.W.; Hp.R.E.; Hp. M.; Hp. O.; Msgr.V.
57	Taschkent	41 19 31 N	69 17 42 E	−4 37 10,8	Hp. Z. R.; Hp. M.
58	Tiflis	41 43 08 N	44 47 51 E	−2 59 11,4	Hp. R. E.; Hp. M.
59	Tokio	35 42 29 N	139 45 53 E	−9 19 03,5	Hp. M.
60	Toronto	43 39 36 N	79 23 40 W	+5 17 34,7	Hp. M.
61	Triest	45 38 36 N	13 46 21 E	−0 55 05,4	Hp. R. E.
62	Trinidad	10 40 — N	61 30 — W	+4 06 00	Hp. M.
63	Turin	45 04 — N	7 42 — E	−0 30 48	Smgr. Ag.
64	Uccle	50 47 55 N	4 21 44 E	−0 17 26,9	Hp. R. E.
65	Urbino	43 43 — N	12 38 — E	−0 50 32	Smgr. Ag.
66	Victoria B. C.	48 24 — N	123 19 — W	+8 13 16	Hp. M.
67	Washington D. C.	38 54 18 N	77 03 06 W	+5 08 12,4	Hp. B.
68	Wellington	41 17 — S	174 47 — E	−11 39 08	Hp. M.
69	Zante	37 47 ca. N	20 45 — E	−1 23 —	Skp.

Digitized by Google

In der Liste der Stationen vorkommende Abkürzungen der Namen seismischer Apparate.

A. P. W. = Astatisches Pendelseismometer von Wiechert.
Hp. B. = Horizontalpendel von Bosch.
Hp. H. = Horizontalpendel von Hecker.
Hp. M. = Horizontalpendel von Milne.
Hp. O. = Horizontalpendel von Omori.
Hp. R. E. = Horizontalpendel von Rebeur-Ehlert.
Hp. St. = Horizontalpendel von Stückrath.
Hp. Z. R. = Horizontalpendel von Zöllner-Repsold.
L. G. = Livella Geodinamica.
Macrsmgr. Ag. = Macrosismometrografo Agamennone.
Msgr. V. = Microsismografo Vicentini.
Msmc. G. = Microsismoscopio Guzzanti.
P. O. = Pendolo Orizzontale.
P. O. St. = Pendolo Orizzontale Stiattesi.
P. Sgr. = Pendolo Sismografico.
Smgr. = Sismometrografo.
Smgr. Ag. = Sismometrografo Agamennone.
Smgr. Br. = Sismometrografo Brassart.
Skp. = Seismoskop.
Tr. N. = Tromometro Normale.
V. S. = Vasca Sismica.

Quellenangabe.

Baltimore: Circular Nr. 8 und 9, issued by the Seismological Committee (British Association for the Advancement of Science).

Batavia: Seismometric Records 1903 (Magn. and Met. Obs. Batavia Vol. XXVI).

Córdoba: Circular Nr. 8 und 10, issued by the Seismological Committee (cf. Baltimore).

Göttingen: Monatsberichte über seismische Registrierungen in Göttingen (nur Januar 1903 erschienen); ferner: Seismische Registrierungen in Göttingen, Juli bis Dezember 1903. Von Dr. G. v. d. Borne (Aus d. Nachr. d. K. G. d. Wiss. zu Gött. Mathem.-physik. Kl. 1904. Heft 5.).

Granada: Boletin Mensual del Observatorio de Granada. Año I. 1903. Granada 1903.

Grossbritannien und Kolonien: Circular Nr. 8—14, issued by the Seismological Committee (British Association for the Advancement of Science).

Hamburg: Mitteilungen der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg, Januar 1903 bis Dezember 1903.

Honolulu: Records of Seismographs in North America and the Hawaiian Islands. Nr. 1 (Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, June 1905).

Italien: Bollettino della Società Sismologica Italiana, Vol. X, 1904—1905.

Digitized by Google

Japan (einschliesslich Formosa): Veröffentlichungen der Meteorologischen Zentralstation in Tokio über Erdbeben in Japan (im Japanischen Staatsanzeiger; handschriftlich mitgeteilt vom Kaiserlich Deutschen Generalkonsulat in Yokohama); ferner: Observations of Earthquakes in Formosa. Meteorological Observatory of Taipeh (handschriftlich mitgeteilt vom Kaiserlich Deutschen Konsulat in Twatutia, Formosa).

Krakau: Resultate der an der k. k. Sternwarte in Krakau angestellten meteorologischen Beobachtungen, nebst einer Notiz über relative Schweremessungen und über Horizontalpendel, 1903. Krakau 1904.

Kremsmünster: Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1903 von Prof. P. Franz Schwab. (Mitteil. der Erdbeb.-Kom. der K. Ak. der Wiss. in Wien. N. F. Nr. XXVI, Wien 1904.)

Laibach: Neueste Erdbeben-Nachrichten. Herausgegeben von A. Belar. Beilage der Monatsschrift „Die Erdbebenwarte". Jahrgang II, Nr. 9—12; Jahrgang III, Nr. 1—9.

Leipzig: Bericht über die von Wiecherts astatischem Pendelseismometer in Leipzig vom 1. Januar bis 30. Juni 1903 registrierten Fernbeben und Pulsationen. Von Franz Etzold; ferner: Derselbe, die in Leipzig vom 1. Juli 1903 bis 30. April 1904 von Wiecherts Pendelseismometer registrierten Erdbeben und Pulsationen. (Abdrücke aus den Berichten der math.-phys. Kl. d. Königl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig.)

Manila: Bulletin of the Philippine Weather Bureau; Manila Central Observatory. January—December 1903.

Pola: Jahrbuch der Meteorologischen, Erdmagnetischen und Seismischen Beobachtungen. (Veröffentlichungen des Hydrographischen Amtes der Kais. und Königl. Kriegsmarine in Pola. N. F. VIII. Band, Pola 1904).

Ponta Delgada: Seismic Observations 1903 (handschriftlich mitgeteilt von F. A. Chaves); ferner: Circular Nr. 9, issued by the Seismological Committee (British Association for the Advancement of Science).

Porto Rico: Records of Seismographs in North America and the Hawaiian Islands Nr. 1 (Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, June 1905.)

Potsdam: Seismometrische Beobachtungen in Potsdam in der Zeit vom 1. Januar bis 31. Dezember 1903 von O. Hecker. (Veröffentlichung des Königl. Preuss. Geodät. Institutes. N. F. Nr. 16, Berlin 1904).

Russland (einschliesslich Sibirien): Bulletin de la Commission Centrale Sismique Permanente rédigé par M. le professeur G. Levitski. Année 1903. St. Pétersbourg 1905.

San Fernando: Anales del Instituto y Observatorio de Marina de San Fernando, Sección 2ª. Observaciones Meteorológicas, Magnéticas y Séismicas, Año 1903. San Fernando 1904; ferner: Circular Nr. 8 und 9, issued by the Seismological Committee (British Association for the Advancement of Science).

Strassburg: Monatsberichte der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung zu Strassburg i. E., Januar bis Dezember 1903.

Digitized by Google

Triest: Erdbebenstörungen zu Triest im Jahre 1903, beobachtet von Eduard Mazelle. (Mitteil. d. Erdbeb.-Kom. d. K. Ak. d. Wiss. in Wien. N. F. Nr. XXX, Wien 1906.)

Uccle: Bulletin Mensuel de la Station Géophysique d'Uccle. Janvier à Mars 1903 et Avril à Décembre 1903, Bruxelles 1904.

Ungarn: Die Erdbeben in Ungarn im Jahre 1903, zusammengestellt von Anton Réthly; ferner für Fiume: Die Erdbeben in Ungarn im Jahre 1904, S. 58. (Publikationen d. K. Ung. Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, Budapest 1906.)

Washington D. C.: Monthly Weather Review and Annual Summary. Volume XXXI. 1903, Washington 1904.

Digitized by Google

XV.

Granulationen der Sonnenoberfläche als Folgeerscheinungen wellenartiger Vorgänge in der Erdatmosphäre.

Von

Wilhelm Krebs, Grossflottbek.

In Nr. 12 der Abhandlungen der Sternwarte zu Pulkovo veröffentlichte Dr. A. Hansky Photographien der Sonnengranulation, die zu Pulkovo im Juni 1905 ausgeführt waren. Sie liessen die Wiederkehr bestimmter Gruppen der Granulation nach 25, 60 und mehr Sekunden erkennen. Sie gestatteten also auch ihre Ortsveränderung festzustellen. Auf einen mitphotographierten Sonnenfleck bezogen und in Kilometer auf die Sekunde umgerechnet, ergaben sich Geschwindigkeiten, in der Entfernung der Sonne von der Erde, zwischen 7 und 38 Kilometern in der Sekunde.

Nach „Nature“ vom 20. Februar 1908 soll auf dem chinesischen Observatorium zu Zô-sé der Astronom Chevalier nach einer ähnlichen Methode gearbeitet und für die Ortsveränderung von Granulationen, die nach einer Minute noch wieder zu erkennen waren, Sekundengeschwindigkeiten von 0—30 Kilometern gefunden haben.

Um das Ergebnis Hansky's zu kontrollieren, unternahm ich von den fünf veröffentlichten Photographien die Lage der, einer Identifizierung zugänglichen Granulationskörner durch sorgfältig durchgepauste Umrisszeichnung. Herr Professor Dr. Lohse vom Astrophysikalischen Observatorium in Potsdam hatte die grosse Güte, diese an den verkleinerten Abbildungen in „Nature“ von mir schon vorläufig ausgeführte Arbeit an den Originaltafeln zu ermöglichen. Diese Pauszeichnungen sind in den Abbildungen 1 bis 5 wiederge-

Digitized by Google

Abb. 1.

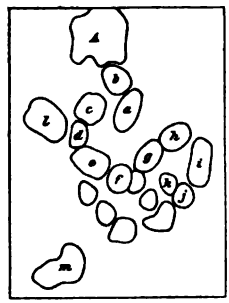


Abb. 2.

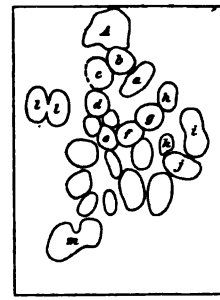


Abb. 3.

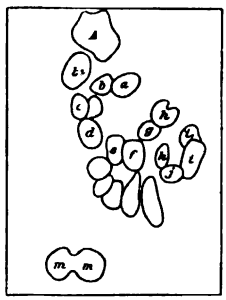


Abb. 4.

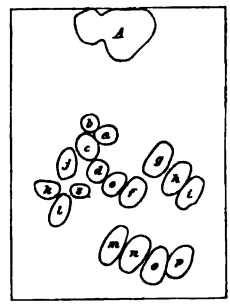


Abb. 5.

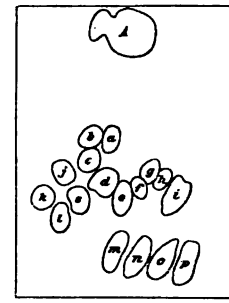


Abb. 6.

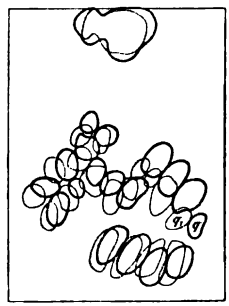
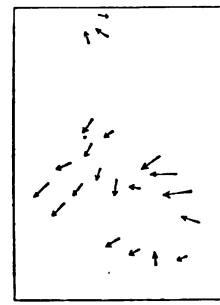


Abb. 7.



Granulationen der Sonne nach Dr. Hansky's photographischen Aufnahmen zu Pulkovo am 25. Juni 1905.

Norden unten, Osten rechts.

A Sonnenflecken.

a bis m und a bis q Granulationen.

Durchgepauste Umrisse, auf ½ linear verkleinert.

Abb. 1. $5^h\ 3^m\ 15^s$ O. Z.
Abb. 2. 5 4 15 O. Z.
Abb. 3. 5 6 20 O. Z.
Abb. 4. 4 17 15 O. Z.
Abb. 5. 4 17 40 O. Z.
Abb. 6. Abb. 4 u. Abb. 5 übereinandergelegt.
Abb. 7. Ortsbewegungen am Sonnenfleck A und an den Granulationen a bis q nach Abb. 6.

Digitized by Google

geben. Besonders nahe stehen einander die Abbildungen 4 und 5, deren Aufnahmezeiten nur um 25 Minuten auseinander liegen. Diese Pauszeichnungen 4 und 5 legte ich dann derart übereinander, dass die Sonnenflecken A mit ihren Mittelpunkten aufeinander fielen. Dann pauste ich nochmals, indem die der Zeit nach späteren Umrisse etwas schwächer ausgezogen wurden. So wurde Abb. 6 gewonnen. Sie ergab am Sonnenfleck ein neues Beispiel der antizyklonalen Rotation dieser Gebilde. An den Granulationen liess sie eine vorwiegende Bewegung aus südöstlicher nach nordwestlicher Richtung erkennen. Durch Pfeile, die die Mittelpunkte der alten und der neuen Lagen verbinden, sind die beiderlei Bewegungen auf Abb. 7 ausgedrückt.

Die Ortsbewegung der Granulationen aus ungefähr südöstlicher Richtung erregte mein besonderes Interesse deshalb, weil von mir am gleichen Nachmittage eine sehr ähnliche Beobachtung an der Sonne notiert war. Die Aufnahmen in Pulkovo (Abb. 4 und 5) hatten am 25. Juni 1905, nachmittags um 4 Uhr 17 Minuten, 15 und 40 Sekunden dortiger Ortszeit stattgefunden, also bald nach $3^1/_4$ Uhr mitteleuropäischer Zeit. Am 25. Juni, nachmittags 2 Uhr 30 Minuten mitteleuropäischer Zeit, nur etwa $^3/_4$ Stunden früher, hatte ich in Grossflottbek (Holstein) eine Sonnenaufnahme durch graphische Projektion ausgeführt. Die Sonnenfleckengruppe, der auch der von Hansky wiedergegebene Fleck angehörte, hatte ich nur etwa in $^1/_8$ Radiuslänge Entfernung von der Mitte der scheinbaren Sonnenscheibe auf deren südhemisphärischer Hälfte gefunden. Ausserdem hatte ich aber Szintillation, am Sonnenrande, als Wellenschlag, festgestellt. Diese wich vom unteren Winde (E) und von der Zugrichtung in drei sichtbaren Wolkenstockwerken wesentlich ab. In diesen kam der Zug, von unten nach oben, aus ESE., E., NE. Jene Szintillation dagegen war von Südsüdosten nach Nordnordwesten gerichtet. Sie deutete also auf eine, wahrscheinlich noch höher als die oberste sichtbare Wolkenschicht, sich vollziehende Bewegung dieser Richtung, die aber mächtig genug war, um ihren Einfluss, vor dem der tieferen Luftströmungen, als Szintillation dem Sonnenbilde aufzuprägen.

In zwei Beiträgen zu Jahrgang V der Zeitschrift der Treptow-Sternwarte „Das Weltall", S. 255 bis 258 und S. 383/84, habe ich den Nachweis geführt, dass jene Szintillation auf Strömungen der Hochatmosphäre, die in entsprechender Richtung laufen, hindeutet. In meiner Mitteilung über Verzerrungsformen der aufgehenden Sonne (Annalen der Hydrographie 1904, S. 158 bis 161) und in der vor-

Digitized by Google

läufigen Mitteilung über die im Partialgebiete der Sonnenfinsternis vom 30. August 1905 beobachteten fliegenden Schatten (Nr. 4074 der Astronomischen Nachrichten, S. 283) ist als vermittelnde Ursache ein dieser Strömung folgender Wellenschlag auf einer Sprungfläche der Atmosphäre wahrscheinlich gemacht. Diese Meinung kommt mit dem von Herrn Hansky in der erwähnten Arbeit geäusserten Urteil über andere als seine photographisch kontrollierten Granulationen überein: „Der Rest ist undeutlich (flou) und nur das Bild der Wellen unserer Atmosphäre, die im Augenblick der Aufnahme zwischen dem Objektiv und der Sonne passieren."

In der von mir beobachteten Szintillation, am gleichen Nachmittage des 25. Juni 1905, kam aber auch nur die Strömung aus südsüdöstlicher Richtung zum Ausdruck, gegenüber drei, in vier kontrollierbaren Luftschichten herrschenden anderen Strömungen. Der in der Höhe der Atmospäre strömende Südsüdostwind oder jedenfalls der Wellenschlag der Atmosphäre in seiner Richtung, besass demnach eine dominierende Bedeutung. Dieses Dominieren kann optisch erklärt sein aus dem Vorhandensein fester, stark lichtbrechender Partikel, besonders von Eiskristallen, in der wellenschlagenden Fläche oder ihrer näheren Umgebung. Solches Verhalten wurde für die im „Weltall" behandelten Fälle der Szintillation aus den Temperaturbeobachtungen der aërologischen Stationen wahrscheinlich gemacht. Das Dominieren eines hochatmosphärischen Wogenzuges kann aber auch aus rein mechanischen Gründen folgen.

In allen bisher untersuchten Fällen werden die Luftdruckschwankungen über Europa beherrscht von einer, nach irgend einer bestimmten Richtung verlaufenden Tendenz des Steigens und Fallens. Diese Tendenz kann an Isanomalenkarten des Luftdrucks verfolgt werden, nach der schwedischen Methode des Herrn N. Ekholm. In einfacherer Weise kann sie an der deutschen Methode des Wogenschnittes kontrolliert werden. Diese ältere, von mir schon seit 1893 mehrfach veröffentlichte, allerdings noch in den letzten Jahren vervollkommnete Methode erlangte schon von vornherein Beziehungen zu einem Zusammenhang jener dominierenden Tendenz mit Hochströmungen der Atmosphäre und Wogenbewegungen. Den gleichen Zusammenhang sucht jetzt Herr N. Ekholm auch der Bewegung seiner Steige- und Fallgebiete des Luftdruckes zu sichern, indem er auf die gewöhnlich entsprechende Richtung des Zirruszuges hinweist.

Nach der Methode des Wogenschnittes kann für den 25. Juni 1905 der Beweis geführt werden, dass ein Wellenzug der verlangten Richtung in der Atmosphäre Europas tatsächlich dominierte.

Digitized by Google

In Abb. 8 ist nach den tabellarischen Angaben des Wetterberichtes der Deutschen Seewarte eine Karte der Luftdruckverteilung am Morgen des 25. Juni entworfen. Aus Osten und aus Süden und aus den drei zwischenliegenden Hauptrichtungen des südöstlichen Quadranten sind durch die Station der Seewarte auf ihr Profillinien gelegt. Die auf diese Art gewonnenen Luftdruckprofile, die

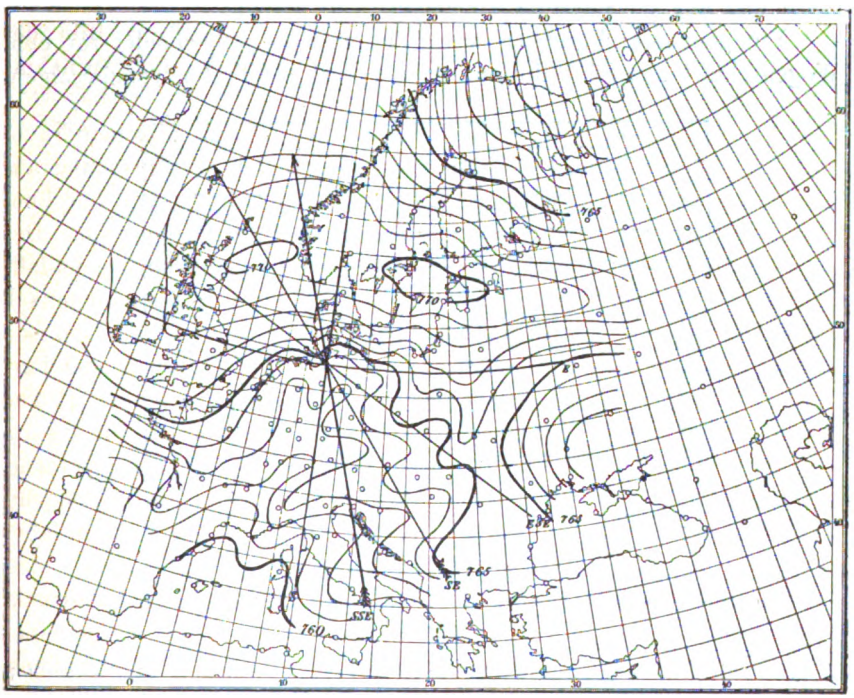


Abb. 8.

Karte der Luftdruckverteilung am Morgen des 25. Juni 1905 im deutschen System nach den täglichen Wetterberichten der deutschen Seewarte entworfen von Wilhelm Krebs.

—— Profillinien der Wogenschnitte aus E, ESE und S.
+—+ Profillinien der Wogenschnitte aus SSE und und SE, die dem Barogramm am nächsten kommen.

sogenannten Wogenschnitte, sind nach gleichem geographischen Massstabe im oberen Teile von Abb. 9 eingetragen. Unten enthält das Blatt das Barogramm, das auf der Seewarte von dem Kontaktbarographen Sprung verzeichnet wurde, vom 23. bis 27. Juni 1905. Gemeinsam besitzt es mit den vier Kurven der Wogenschnitte den Punkt, der an diesen mit 0, an jenem mit 8 Uhr am Morgen des 25. Juni

Digitized by Google

markiert ist. Denn die Wogenschnitte beziehen sich, wie die Luftdruckkarte, aus der sie gewonnen sind, jedenfalls in Deutschland auf 8 Uhr mitteleuropäischer Zeit. Sie sind ferner, wie das Barogramm, durch die Position der Deutschen Seewarte in Hamburg gelegt. Schon ein oberflächlicher Vergleich lässt die Ähnlichkeit des Barogramms in dieser Zusammenstellung mit den Wogenschnitten aus Südosten und aus Südsüdosten erkennen.

Ein genauerer Vergleich, von Ecke zu Ecke, entscheidet für den Wogenschnitt aus Südsüdosten. Ausser dem erwähnten gemeinsamen

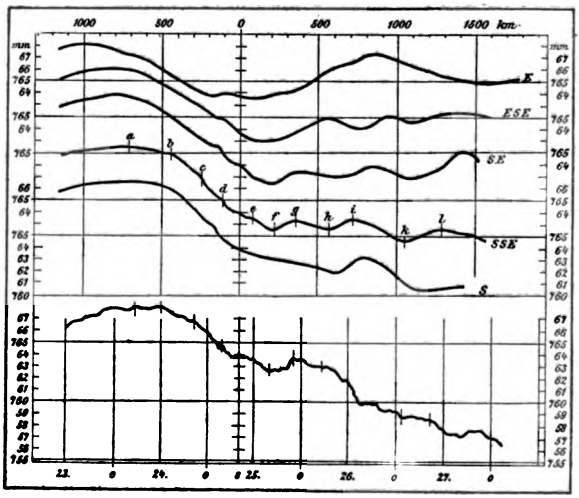


Abb. 9.

Wogenschnitte durch die deutsche Wetterkarte vom 25. Juni 1905 morgens (Abb. 8).

E von Osten nach Westen.
ESE von Ostsüdosten nach Westnordwesten.
SE von Südosten nach Nordwesten.
SSE v. Südsüdosten nach Nordnordwesten.
S von Süden nach Norden.

Barogramm der deutschen Seewarte zu Hamburg vom 23. bis 27. Juni 1905, nach den täglichen Wetterberichten vom 24. bis 28. Juni 1905.

Punkte, der aus der Konstruktion folgt, sind beiderseits von diesen Kurven, dem Barogramm und dem Wogenschnitt aus Südsüdosten, nicht weniger als 2×11 Punkte zu identifizieren, die den Verlauf der beiderlei Kurven mehr oder weniger beherrschen. Die Identifizierung kommt nicht allein auf übereinstimmendes Steigen und Fallen, sondern auch auf nahe übereinstimmenden Abstand vom 0- und vom 8-Punkt hinaus. Die 2×11 Stellen sind in der baro-

Digitized by Google

graphischen Kurve durch Querstriche, im Wogenschnitt ausserdem durch entsprechende Buchstaben von a bis l bezeichnet.

Für jene weitgehende Identifizierung gibt den letzten Ausschlag der für das Barogramm gewählte Massstab. Er fällt der Sache nach zusammen mit der Geschwindigkeit des gemeinsamen Wellenzuges. Der Wogenschnitt bringt die von ihm veranlassten örtlichen Änderungen des Luftdruckes an einem bestimmten Zeitpunkt, das Barogramm die zeitlichen Änderungen an einem bestimmten Orte zum übersichtlichen Ausdruck. Die Geschwindigkeit der Verlegung nach Nordnordwesten über die Oberfläche des betrachteten Landstriches betrug 6,4 bis 8,8 Meter in der Sekunde, im Durchschnitt 7,3 sem.

Diese Werte ergaben sich aus der folgenden Tabelle.

Entfernungen des gemeinsamen Punktes 0 = 8 Uhr mg.

von den Kurvenpunkten:	in Metern:		in Zeitsekunden:		Geschwindigkeit daraus in sem:
a	726 700	:	93 600	=	7,7
b	447 950	:	63 720	=	7,0
c	253 500	:	39 960	=	6,4
d	101 400	:	14 760	=	6,9
e	84 500	:	11 800	=	7,2
f	278 850	:	31 680	=	8,8
g	363 350	:	53 640	=	6,8
h	583 050	:	74 520	=	7,8
i	735 150	:	99 000	=	7,4
k	1 081 600	:	149 040	=	7,2
l	1 301 300	:	174 240	=	7,5

Durchschnitt 80,7 : 11 = 7,3 sem.

Die Abweichungen von diesem Durchschnittswerte betragen in maximo 1,5 sem oder 20 Prozent, im Mittel noch nicht 0,5 sem oder 7 Prozent. Das sind unerwartet geringe Abweichungen, in Betracht der unvermeidlichen Fehlerquellen, die sich aus dem Entwurf der Luftdruckkarte, aus der geradlinigen Führung des Wogenschnittes und aus störenden Luftströmungen ergeben.

Damit ist der vollständige Nachweis erbracht für das Vorhandensein der an einen Wellenzug erinnernden Verlegung von Luftdruckunterschieden aus südsüdöstlicher nach nordnordwestlicher Richtung, die der in Grossflottbek beobachteten Szintillationsbewegung am Sonnenrande entsprach.

Dass sie tatsächlich auch der dominierenden Richtung der Fallgebiete entsprach und über mehrere Tage anhielt, darf aus den Luftdruckkarten der folgenden Tage entnommen werden. Vom 25. bis zum

Digitized by Google

29. Juni 1905 bewegten sich die Tiefs über West- und Mitteleuropa genau in derselben, für sie sonst etwas ungewöhnlichen Richtung.

Über Osteuropa verlagerte sich allerdings das am 25. Juni noch nordeuropäische Hochdruckgebiet nach ungefähr entgegengesetzter, südöstlicher Richtung. Doch handelte es sich hierbei um eine Folgeerscheinung der Verlagerung des vorher südeuropäischen Tiefgebietes. Denn die Methode des Wogenschnittes, angewandt auf eine Luftdruckkarte im russischen System vom Morgen des 25. Juni 1905, ergab ebenfalls die wellenartige Bewegung der Luftdruckunterschiede aus Südsüdosten.

Diese Wogenschnitte wurden gelegt durch Pavlovsk, von St. Petersburg nur 12 Kilometer südlicher als Pulkovo gelegen. Von dem dortigen meteorologischen Observatorium stand mir durch das bewährte Entgegenkommen des Herrn Dr. Dubinsky, dem ich auch an dieser Stelle verbindlichst danke, das Material zu jener Luftdruckkarte für den 25. Januar 1905 und zu der Luftdruckkurve für Pavlovsk, zur Verfügung. Für jene wurden der Wetterbericht des Observatoire Physique Central Nicolas von St. Petersburg, für diese die einstündigen Ablesungen des Luftdruckes zu Pavlovsk vom 21. bis 29. Juni 1905 verwertet (Abb. 10 und 11).

Als ähnlichster Wogenschnitt beim Vergleich mit der Luftdruckkurve stellte sich eindeutig der von Südsüdosten nach Nordnordwesten heraus.

Neben dem gemeinsamen Punkte für 0 und für 7 Uhr morgens Ortszeit konnten 2 × 9 Punkte identifiziert werden.

Die Geschwindigkeit der Verlegung ergab sich zu 4,4 bis 5,7, im Durchschnitt zu 4,9 sem.

Entfernungen des gemeinsamen Punktes 0 = 7 Uhr mg.

von den Kurvenpunkten:	in Metern:		in Zeitsekunden:		Geschwindigkeit daraus in sem:	
A	949 780	:	208 800	=	4,5	
B	388 700	:	82 800	=	4,4	4,5
C	163 930	:	36 000	=	4,5	
D	211 250	:	41 400	=	5,1	
E	288 990	:	50 400	=	5,7	
F	378 560	:	72 000	=	5,4	5,3
G	456 800	:	81 000	=	5,6	
H	937 950	:	176 400	=	5,3	
J	1 460 160	:	324 000	=	4,5	

Durchschnitt 44,0 : 9 = 4,9 sem.

Digitized by Google

Die Abweichungen von diesem Durchschnittswerte betragen in maximo 0,8 sem oder 16 Prozent, im Mittel 0,48 sem oder 10 Prozent. Sie gehören also derselben Grössenordnung an wie über Mitteleuropa.

Der fast auf zwei Drittel herabgeminderte Durchschnittswert der Geschwindigkeit erfährt hinreichende Erklärung durch die über Osteuropa, im Gegensatz zu Mitteleuropa, herrschenden Windverhältnisse der unteren Luftschichten. Der Luftdruckverteilung ent-

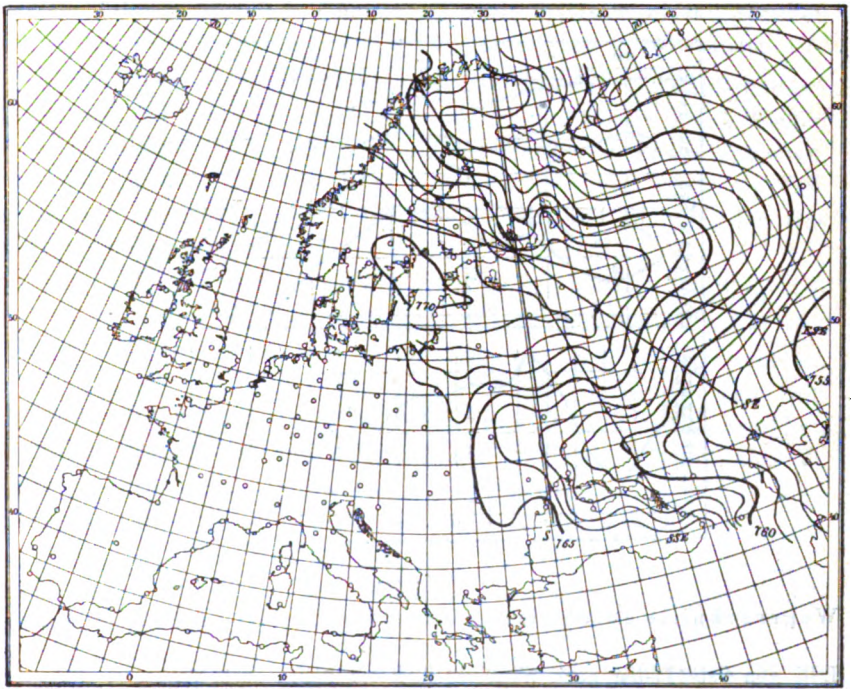


Abb. 10.

Karte der Luftdruckverteilung am Morgen des 25. Juni 1905 im russischen System, nach dem Bulletin météorologique de l'Observatoire Physique Central Nicolas, St. Pétersbourg, entworfen von Wilhelm Krebs.

—— Profillinien der Wogenschnitte aus ESE, SE und S.

←— Profillinie des Wogenschnittes aus SSE, der dem Barogramm am nächsten kommt.

sprechend, herrschten hier östliche, über Nordosteuropa dagegen nordwestliche Winde vor.

Der Einfluss einer wellenartigen Folge von Druckunterschieden hochatmosphärischen Ursprungs auf die stationären Messapparate der Erdoberfläche hängt natürlich auch von dem Bewegungszustande

Digitized by Google

der unteren Luftschichten ab, durch die er auf diese Messapparate übertragen wird. Diese Luftschichten transportieren die einzelnen Äusserungen jenes Einflusses, entsprechend der Richtung und der Geschwindigkeit ihrer eigenen Bewegung. Erfolgt diese ganz oder nahezu senkrecht auf die Richtung jener Folge, so wird deren Geschwindigkeit nicht geändert. Erfolgt die eigene Bewegung dagegen mehr oder weniger in der Richtung jener Folge, dann werden die wellenartigen Erscheinungen in ihrer Richtung transportiert. Ihre Folge wird beschleunigt oder verlangsamt, je nachdem die Richtungen

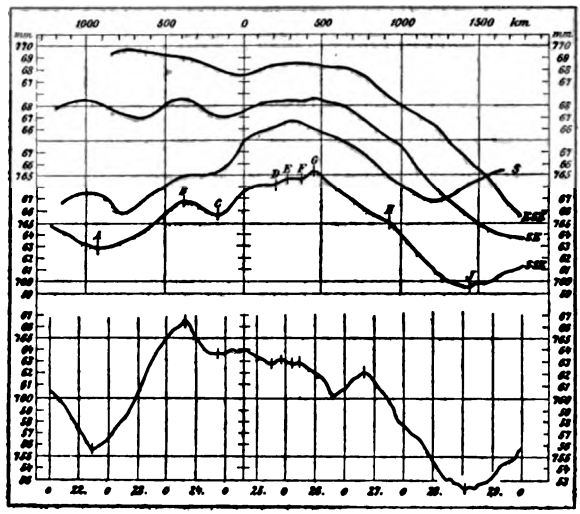


Abb. 11.

Wogenschnitte durch die russische Wetterkarte vom 25. Juni 1905 morgens (Abb. 10).

ESE von Ostsüdosten nach Westnordwesten.
SE von Südosten nach Nordwesten.
S von Süden nach Norden.
SSE von Südsüdosten nach Nordnordwesten.

Barogramm am Barograph Hasler des meteorologischen Observatoriums zu Pavlovsk vom 22. bis 29. Juni 1905, rekonstruiert nach einstündigen Ablesungen.

gleich oder entgegengesetzt sind. Jener erste Fall galt am 25. Juni 1905 morgens für Mitteleuropa, von diesen der letztere für Osteuropa. Daher die hier verminderte Geschwindigkeit.

Der Umstand, dass die russische Luftdruckkarte nach den Ortszeiten der einzelnen Stationen entworfen ist, kam nur wenig in Be-

Digitized by Google

tracht, weil die Verlegungsrichtung aus Südsüdosten nahe dem Meridiane von Pavlovsk verblieb.

Immerhin sind die westlich des Meridians von Pavlovsk gefundenen Geschwindigkeiten nach A, B, C deutlich kleiner als die östlich gefundenen Geschwindigkeiten von D, E, F, G, H (Abb. 11). Allein der entlegenste dieser Geschwindigkeitswerte, von I, ist wieder kleiner als der Gesamtdurchschnitt. Aber deutlich genug tritt auf der Karte entgegen, dass das Minimum bei I in grösserer Entfernung von 0 entfallen würde, wenn die Messung entlang einem grössten Kreis, anstatt der Geraden der Karte, ausgeführt worden wäre.

Tatsächlich lässt eine Bewegung mit östlicher Herkunftskomponente, wie die aus SSE, bei Kartierung nach Ortszeit, nach Westen eine Verfrühung, nach Osten eine Verspätung der Phase erwarten. Auf dem Kartenbilde muss jene als Verkleinerung, diese als Vergrösserung des räumlichen Abstandes von 0, und deshalb der Geschwindigkeiten, erscheinen.

Die wellenartige Bewegung in der Hochatmosphäre vollzog sich also für Pavlovsk und für das benachbarte Pulkovo mit einer Geschwindigkeit von 5 Metern in der Sekunde nach Nordnordwesten. Diese Richtung entsprach in hohem Grade derjenigen der von Dr. Hansky photographierten Schar von Granulationen zwischen 4 Uhr 17 Minuten 15 und 40 Sekunden dortiger Ortszeit (Abb. 7).

Aus 18 zur Eintragung gelangten Einzelrichtungen ergibt sich eine von Südsüdosten nach Nordnordwesten gerichtete Komponente von durchschnittlich 2,45 Millimetern. Da 1 Millimeter dieses Massstabes nach Hansky 233 Kilometern entspricht, ergeben sich 570850 Meter in 2,5, demnach 22830 Meter in 1 Sekunde.

Um die Granulationserscheinung auf die nachgewiesene atmosphärische Erscheinung derselben Richtung vollkommen zurückzuführen, müssen die beiderseitigen Geschwindigkeiten im Verhältnis der möglichen Entfernungen von der Erdoberfläche stehen. Jene 22830 sem werden, wegen ihrer geringen östlichen Komponente, durch die rotierende und fortschreitende Bewegung der Erde und durch den Vorübergang des Sonnenfleckes, von dem aus die Granulationsbewegung gemessen ist, in der Grössenordnung nicht wesentlich geändert. Sie sollten zu 5 sem im gleichen Verhältnis stehen, wie die Entfernung der Sonne, rund 149 Millionen Kilometer, zu der Höhe der in der Atmosphäre wirksamen Ursache. Diese müsste ihre Wirksamkeit demnach in mehr als 30000 Kilometern Höhe entfalten.

Digitized by Google

Soweit Ansichten über die Höhe der Erdatmosphäre ernsthaft vertreten werden, ist das ein ganz unmöglicher Wert.

Doch ist damit die Möglichkeit der Übereinstimmung der beiden gleichgerichteten Bewegungszustände gleichwohl nicht beseitigt. Bei jeder auslaufenden, anhaltenden Wellenbewegung, zumal bei stets fortwirkender Veranlassung des Wogenschlags durch anhaltende Luftströmungen, entfaltet sich ein freies Spiel der Interferenzen. Von den Meereswogen ist bekannt, dass gewöhnlich die fünfte grösser ist als ihre Vorgängerinnen. Das Gleiche ist aber denkbar für die 50., 500. und 5000. Woge. Es besteht also durchaus die Möglichkeit, die scheinbare Geschwindigkeit des auf jene Granulationserscheinung bezogenen Wogenzuges in der Atmosphäre sich derart vermindert zu denken, dass eine mögliche Höhenlage der wirksamen Bewegungsursache in der Atmosphäre errechnet werden kann. Nach allem ergibt sich eine überaus grosse Wahrscheinlichkeit dafür, dass die von Herrn Hansky photographisch aufgenommenen Granulationen der Sonne ebenfalls „nur ein Bild der Wellen unserer Atmosphäre“ sind.

Jedenfalls gilt sie für die Granulationen der Abb. 4 und 5. Die Granulationen der Abb. 1 bis 3 liegen der Zeit nach zu weit auseinander, um etwas anderes erkennen zu lassen, als die Vorliebe einer Wellenbewegung für die Wiederkehr einander ähnlicher Wellenbilder.

Digitized by Google

XVI.

Das seismische Verhalten des Atlantischen und des Pazifischen Ozeans.

Vortrag gehalten auf dem Internationalen Geographenkongress Genf 1908.

Von

G. Gerland.

Für die Betrachtung des seismischen Verhaltens der Erde ist es von besonderem Interesse zu sehen, wie verschieden die seismische Tätigkeit der beiden grössten von Meeresfläche bedeckten Erdräume ist, des pazifischen und des atlantischen Ozeans. Von letzterem, vom atlantischen Ozean, gehen auf die ihn umgrenzenden Festländer, auf Europa, Afrika, Süd- und Nordamerika, so gut wie keine Erdbeben aus und Fernbeben, Weltbeben, die sich über die ganze Erde erstrecken, entsendet er nie, während umgekehrt die Ausgangspunkte der so zahlreichen Erdbeben des östlichen Asiens und des westlichen Amerikas fast alle im angrenzenden pazifischen Ozean liegen. Für Ostasien, wo ja die Erdbeben häufiger sind als in Westamerika, ist dies sicher nachgewiesen; das gleiche gilt für die über die ganze Erde sich ausbreitenden Fernbeben, für die mikroseismischen Weltbeben. Woher kommt diese Erscheinung, dieser Gegensatz der Ozeane und welche Bedeutung hat sie für die einzelnen Beben, sowie für die Seismizität der Gesamterde, besser gesagt, für die Erdgeschichte überhaupt?

Beide Ozeane zeigen auch sonst grosse, grundlegende Verschiedenheiten. So hat Eduard Suess ja schon vor vielen Jahren auf den Unterschied der Küstenform beider Grossmeere der Erde hingewiesen, auf den pazifischen und atlantischen Küstentypus, deren

Digitized by Google

ersterer bekanntlich durch Parallelismus der Küsten und der stets küstennahen Gebirge gekennzeichnet ist, während die atlantische Küstenform auf Abbruch der Küsten, der Gebirgszüge beruht, welche letzteren mit der Küstenbildung in keinem ursächlichen Zusammenhang stehen.

Auch die Bodengestaltung beider Meere ist sehr verschieden. Die Bodenform des Atlantik zeigt einen gewissen Parallelismus mit den Umrissen der Festländer, die ihn umgeben. Der breite Mittelrücken, der mit Jan Mayen beginnend und sich über Island und den Reykjanes-Rücken fortsetzend den ganzen Ozean durchzieht, folgt in grosser Linie dem Einbiegen der Küste Nordamerikas, dem Vortreten Nordafrikas, Südamerikas und dem östlichen Zurückweichen des äquatorialen Afrikas. Zu beiden Seiten dieser Mittelschwelle des atlantischen Bodens, die ausser einigen anderen submarinen Erhebungen (jedenfalls vulkanischer Natur) die Vulkangruppen der Azoren und die kleinen Einzelvulkane Ascension, Tristan d'Acunha und Gough trägt, haben sich zwei mächtige Mulden vor den beiden den Ozean begrenzenden Kontinenten gebildet, die ostatlantische Mulde (Kap Verden-Mulde, west-süd-afrikanische Mulde) vor Europa und Afrika, sowie im Westen das nordamerikanische und brasilianische Becken. Die Mittelschwelle des Atlantik, die nordatlantische und die südatlantische Schwelle, ragt über die mittleren Tiefen der Mulden zu ihren beiden Seiten um 1000—2000 m empor, die mittlere Tiefe über ihr beträgt im N über 3000 m, über dem Rücken der südatlantischen Schwelle in langem Zug jedoch nur etwas mehr als 2000 m.

Grabeneinsenkungen gibt es im atlantischen Ozean selbst nicht, wohl aber finden sich zwei solche Gräben im amerikanischen Mittelmeer; der eine breit eingesenkt, südlich von Kuba, mit Tiefen bis über 6000 m und der andere, der Portorikograben, bis über 8000 m absteigend, unmittelbar nördlich vor Portoriko und den Jungfraueninseln.

Hinzuweisen ist auf das Nordostende des brasilianischen Beckens, welches sich etwa von 20° S immer mehr verschmälert und vertieft bis dicht zum Äquator hin, dann aber zwischen 19° und 20° W zu einer der grössten Tiefen des Atlantik abstürzt, bis zu 7230 m[1]). Diese Romanche-Tiefe (zuerst gelotet vom Schiff Romanche 1883[2])

[1]) Prince de Monaco et Prof. Thoulet, Carte génér. bathymétrique des Océans. Feuille A[1] I. — Valdivia Expedition Bd. 1, Ozeanographie v. Gerh. Schott, Taf. III.

[2]) Ebenda s. S. 106.

Digitized by Google

tritt hier, östlich vom St. Paul-Felsen und fast unter gleicher Breite mit ihm, ganz isoliert auf, als eine der merkwürdigsten Erscheinungen in der Bildung des Ozeans.

Die Kontinentalküsten sind mit Ausnahme der mittelamerikanischen einfach und ruhig gebildet; sie steigen in Nord- und Südamerika und ebenso in Nord- und Mitteleuropa sehr allmählich zu wirklichen Tiefen ab. Auf Erweiterungen des nordafrikanischen Festlandsockels, benachbart den ostatlantischen Muldentiefen, liegen die kapverdischen und kanarischen Vulkangruppen; einzelne isolierte Vulkaninseln erheben sich an den Rändern der Muldentiefen, St. Helena, Madeira, Trinidad, Fernando Noronha, die Bermudas. Unregelmässigkeiten in der Küstenbildung infolge einseitiger Tätigkeit des Ozeans finden sich nirgends; die Bildung der britischen Inseln, die skandinavischen Buchten und Halbinseln, der nordamerikanischen Inseln, ja selbst Islands trotz seines Vulkanismus, beruhen auf kontinenteller Tätigkeit, auf verhältnismässig jungen Senkungen alter Festlandssockel.

Ganz anders der Pazifik. Er bildet eine einzige ungeheuere Mulde, deren Westhälfte fast in ihrer ganzen Ausdehnung die Tiefe von 5000 m zeigt und mit noch grösseren Tiefen an die Küsten herantritt, nicht ohne bedeutende Einwirkungen auf die Landgestaltung. Vor den japanischen Inseln liegt jener mächtige, bis in die Breite der Südspitze Kamtschatkas reichende Graben, der in breiten Stufen nach dem Festlande hin bis 8500 m absinkt, um dann rasch und steil zu den Küsten empor zu steigen. Sehr beachtenswert ist die Tatsache, dass vor allen Küsten des Pazifik solche Gräben ausgebildet sind; im Norden der schmale, rasch bis über 7000 m abfallende und bis 143° W, bis zur geogr. Länge der Halbinsel Kenai reichende Aleutengraben, im Osten die grabenartigen schroffen Einsenkungen von 3—5400 m Tiefe in den flacheren Küstenmeeren der Halbinsel Kalifornien und Mexikos, in den Küstenmeeren Südamerikas der schmale, im Norden mehrfach unterbrochene, bis zur Tiefe von 7600 m steil abfallende Atakamagraben.

Und nicht bloss an seinen Ufern, auch weiter nach seinem Innern zu ist der Pazifik an steilen und tiefen Gräben reich. So haben wir im Südwesten des Ozeans, in den Küstengewässern Neuseelands, einen verhältnismässig breiten, bis 6300 m tiefen Graben, der sich nordwärts in zwei merkwürdige Gräben fortsetzt. Die erste südlichere dieser Fortsetzungen zieht östlich von der Kette der Kermadek-Inseln, die andere in völliger Beibehaltung der Richtung, aber getrennt vom Kermadekgraben durch eine Bodenschwelle, ver-

Digitized by Google

läuft dicht östlich vor den Tongainseln. Beide Gräben zeigen bei grosser Schmalheit zwei der grössten Tiefen, die man bis jetzt auf Erden kennt: der Kermandekgraben hat in verhältnismässig langer Erstreckung die Tiefe von 9400 m, der Tongagraben erreicht die von 9100 m. Nördlicher und mehr nach dem Festlande zu liegt, ostwärts die Marianen begleitend, der Marianengraben, der da, wo er nach Norden umbiegend die Inselkette südlich begrenzt, die Tiefe von 8000 m, nordwärts aber, unter 12° 70 N die grösste jetzt bekannte Meerestiefe zeigt, die von 9636 m. Westlich von ihm folgt der kurze, über 7500 m tiefe Graben von Yap, dann der Doppelgraben von Palau und nun der bis 8400 m tiefe, lang vor den Philippinen herziehende Philippinengraben, auf den nordwärts der Liukiugraben folgt, der die Tiefe von 7500 m erreicht[1]). Die Breite dieser Gräben beträgt nach G. Schott an der Sohle durchschnittlich nur etwa 20 km, beim Guam- (Marianen-)graben jedoch bis 40 km. Ihre Steil- und Hochseite haben sie im westlichen Pazifik nach dem Festlande hin, also nach W, N W; nach Osten, nach dem Ozean zu steigen sie sehr viel allmählicher, oft in Stufenform zu einer Erhöhung, einem „Horst" empor, der meist unterseeisch bleibt und sich absenkt zu dem allgemeinen Niveau des dortigen Meeresgrundes. Sie machen den Eindruck von Grabensenkungen, die an Verwerfungsspalten abglitten. Ihre Hochseite, also die nach dem Festland zugekehrte Seite, ist meist mit Inseln bekrönt, die aus Festlandmaterial bestehen (Tonga, Yap, Liukiu etc.), zwischen denen Vulkane sich erhoben haben; sie sind entstanden etwa im Beginn des Tertiärs, z. T. auch früher. Wir haben es bei der Bildung dieser Gräben jedenfalls mit einem Vorrücken des Ozeans gegen das Festland zu tun; die Küstenstrecken sinken, der Ozean überflutet sie bis zu den höchsten Spitzen, die jähe Seite des Grabens ist durch die jäh abgesunkene Scholle des Festlandes gebildet, das in vortertiärer Zeit viel weiter in das Meer hineingerückt war. Dasselbe Schicksal hat dann später der Osten (Japan) und Norden Asiens erlitten.

Beachtenswert ist die 10° nördlich von Hawaii (30° N) und etwa in gleicher Länge mit Hawaii liegende, ganz isolierte Vertiefung im Meer, die bei einer Ausdehnung von 3 Breiten- und 4 Längegraden mehr als 1000 m unter dem Meeresboden ringsher, bis zu 6200 m einsinkt[2]). Sie erinnert an die mittelatlantische Romanchetiefe.

So steht hinsichtlich der Tiefe und Bodengestaltung der heutige

1) G. Schott, Ann. d. Hydrogr. 1907, Karte 12, 13, 18, 19, S. 112.
2) Carte génér. bathymétrique F. A^1 II.

Digitized by Google

Pazifik in völligem Gegensatz zum heutigen Atlantik. Der Atlantik, eine gewaltige Doppelmulde, deren gewölbter Mittelrücken vom nordischen flacheren Meeresboden ausgeht, deren aufsteigende Aussenseiten sich an die zu ihnen heranreichenden Abbrüche der Festländer anschliessen; der Pazifik, ein sehr tiefes, nach dem Osten stärker gesenktes ungeheures Becken, das von den Festländern durch schmale, aber die grössten Tiefen der Erde enthaltende Gräben abgetrennt ist. Doch zeigen die Küsten der beiden den Pazifik begrenzenden Kontinente keine Abbrüche gegen das ozeanische Becken, sondern Falten, Senkungen, Verwerfungen, die in Asien parallel den ozeanischen Beckenrändern verlaufen und mit diesen in bestimmter, gewiss noch keineswegs beendeter Wechselwirkung stehen.

Und noch stärker zeigen sich die Gegensätze, sobald wir die beiden Meere in ihrem erdgeschichtlichen Werden miteinander vergleichen, nach den Darstellungen von Neumayr, Koken, Frech und Lapparent, die Arldt in seiner „Entwickelung der Kontinente" zusammengestellt hat. Vom ersten Anfang der Entwickelung der festen Erdoberfläche bleibt sich der Pazifik im wesentlichen gleich, er bildet immer das eine, gewaltige Becken, dessen Festlandränder variieren, das aber immer die grosse Wasserhälfte der Erde bleibt, ohne jemals auch nur teilweise zum Festland zu werden. Dagegen ist der Atlantik durch alle Erdepochen hindurch bis zum Ende der älteren Tertiärzeit nach Nord und namentlich nach Süd verlandet durch Kontinentalmassen, da im Kambrium, Silur, Devon und Karbon, in der Trias-, Jura- und Kreidezeit Südamerika, Afrika und Australien, wenn auch unter mancherlei Wechsel, miteinander verbunden waren. Auch im Norden waren diese Verlandungen, diese Landbedeckungen des Ozeans lange Zeiten hindurch vorhanden durch den langen Bestand des mächtigen Kontinentes Nordatlantis, durch die zeitweilige Ausdehnung des Angarakontinentes usw., doch war und blieb ein Teil des heutigen Atlantik immer Meer, das „nordatlantische Becken", gelegen in der Mitte des heutigen atlantischen Ozeans, auf der Linie vom europäischen zum amerikanischen Mittelmeer — deren erdgeschichtlicher Zusammenhang auch hierdurch bewiesen ist —, so dass durch die Verlandung des Atlantik die „Permanenz der Ozeane" keineswegs ganz aufgehoben wird.

Während vieler Erdperioden (Kambrium, Karbon, Trias, Jura, älteres Tertiär) stand der Atlantik in direkter Verbindnng mit dem Pazifik, und zwar sowohl auf der westlichen Seite, zwischen den beiden Amerikas, als auch im Osten über die südlichen Teile des

Digitized by Google

mittleren Asiens hin. Diese Verbindungen der Ozeane um den ganzen Erdball her sind auch für unsere Betrachtungen von Wichtigkeit; in ihnen haben wir den uralten, schon vor dem Kambrium bestehenden Mittelmeergürtel der Erde, dessen Entstehung und erdgeschichtliche Bedeutung George Darwin dargelegt hat. Von diesem Gürtel und seinen Gestaden aus erklärt sich auch die langdauernde Landverbindung Südamerikas über Afrika mit Australien.

Auch Mitteleuropa war bis zur jüngeren Tertiärzeit, in der Europa allmählich Festland wurde, ein inselreiches Meer, welches zu diesem Mittelmeergürtel gehörte. Erst im älteren und dann namentlich im jüngeren Tertiär hat sich der bis dahin im Norden und im Süden abgeschlossene und weit ostwestlich reichende Atlantik nach Ost und West verkürzt — bei welcher Verkürzung nur die Mittelmeere ihre Ausdehnung behielten — und zugleich nach Nord und Süd gestreckt, bis er im Quartär, im späteren und spätesten Diluvium seine heutige Gestalt erhielt. Eine Entwickelung, die im grellsten Gegensatz zur Entwickelung des Pazifik steht.

Betrachten wir nun das seismische Verhalten beider Ozeane, so zeigen sich auch hier die grössten Gegensätze zwischen ihnen. Die meisten, ja wohl alle Fernbeben stammen aus dem Osten Eurasiens, ihre Entstehungsräume liegen im Osten dieses Kontinents, im stillen Ozean. Für das Jahr 1897 ergibt sich dies Resultat auf das klarste aus Rudolph's Zusammenstellung der Fernbeben dieses Jahres[1]), soweit deren Schüttergebiete und Epizentren nachgewiesen oder berechenbar waren. Die zweitgrösseste Anzahl nachgewiesener Zentren dieses Jahres gehört dem europäischen, einzelne auch dem amerikanischen Mittelmeer zu. Rudolph's seismometrische Beobachtungen über japanische Fernbeben in den Jahren 1893—97[2]) beweisen das gleiche, und ebenso auch der von ihm zusammengestellte Katalog der ostasiatischen Beben des Jahres 1904[3]). Die Beben entstehen östlich und südöstlich von den philippinischen und japanischen Inseln und ebenso vor den nördlicher gelegenen Inseln bis zu den Aleuten hinauf, sie gehen überall nach dem Festlande hin, von den grössesten Tiefen, von jenen Gräben aus, die durch Verwerfungen entstanden Ostasien umgrenzen. Diese heftige seismische Unruhe des pazifischen Meerbodens hat auf das asiatische Festland direkt zer-

1) Gerland's Beiträge zur Geophysik, 5, S. 26 f.
2) Ebendas. 6, 377 f., 1904.
3) Ebendas. 8, 112 f., 1907.

Digitized by Google

störende Wirkungen gehabt und hat sie wohl noch in der Gegenwart. Die Staffelbrüche, die Ostasien zeigt, die im Norden weniger reichlich sind, nach Süden aber häufiger werden, deuten nach F. v. Richthofen (über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie der Morphologie Ost-Asiens[1]) „auf regionales Walten gleichsinniger, auf Zerrung beruhender Spannungen, welche entlang einzelner Linien zur Auslösung kamen". Diesen Bruchbildungen des Kontinentalrandes liegen demnach Zugkräfte zugrunde, die von aussen, also vom Ozean her wirken. Sie müssen schon unendlich lange gewirkt haben: das beweist der Abbruch, der Durchbruch der japanischen Inseln, die Bildung des Tiefmeeres (3000 m) zwischen ihnen und dem Festland; auch das Ochotzkische Binnenmeer sei erwähnt mit 3300 m Tiefe[2]) und die grosse Flachheit der Meere südlich von der kontinentalen Halbinsel Korea, des gelben und des ostchinesischen Meeres. Im Süden sind zu nennen die Sulusee (4663 m), die Celebessee (über 5000 m), der Bandasee (mit Tiefeneinsenkung bis 7316 m), die Floressee über 5000 m tief. Die unmittelbare Nähe der grossen Tiefen des Ozeans gerade an der Küste hat hier die Zerrungen und dadurch die Staffelbrüche an der Küste und in den Küstenhinterländern veranlasst, wie auch von diesen Gräben aus die meisten der so zahlreichen und oft so starken Erdbeben Ostasiens ausgehen.

Der Pazifik ist auch sonst sehr unruhig; das beweisen die vielen Reihen kleiner Vulkaninseln, die aus den mittleren Tiefen des Pazifik ohne Grabenbildung, öfters aber in langen Rücken in der Nähe des Äquators aufsteigen. Sie liegen oft in mehrfachen Reihen, die alle von SE nach NW streichen, in ihrer Richtung also sich von der Richtung der Gräben des Pazifik scharf unterscheiden. Das beweisen ferner die vielen Seebeben, die auf seiner Wasserfläche beobachtet sind; wobei zu bemerken ist, dass gerade im Pazifik die verhältnismässig zahlreichen Beobachtungen dieser Erscheinungen bei der ungeheuren Fläche und der auch bis heute verhältnismässig wenig ausgebreiteten Schiffahrt — man vergleiche die Karte des Fürsten von Monaco — von Bedeutung ist. Noch mehr aber beweisen dies die mächtigen Erdbebenflutwellen, die an den amerikanischen wie an den asiatischen Küsten und an den einzelnen Inseln, also überall im Ozean beobachtet sind. Rudolph hat sie auf seiner Übersichtskarte der submarinen Erdbeben 1887 angegeben[3]).

[1]) Sitzungsberichte der Ak. der Wissensch., Berlin 1900, Sep.-Abzug S. 35.
[2]) Carte bathymétr. A[1] III.
[3]) Gerland's Beiträge zur Geophysik, Bd. 1.

Digitized by Google

Ganz anders verhält sich der Atlantik. Bildungen wie die Gräben im Pazifik fehlen ihm ganz. Vulkanische Inseln sind vorhanden; sie bilden die Zentren für die atlantischen Seebeben: so die Azoren und namentlich, was sehr beachtenswert ist, St. Pauls-Felsen; noch auffallender aber ist es, dass sie um die Romanche-Tiefe ebenso zahlreich auftreten, wie um den in gleicher Breite, aber doch 20° weiter nach W liegenden vulkanischen St. Pauls-Felsen. Auch das Meer an der Südwestküste der spanischen Halbinsel ist namentlich in der Breite von Lissabon oft von Seebeben heimgesucht. Erdbebenfluten aber fehlen den Küsten des Atlantik so gut wie ganz, sie treten nur auf in den Mittelmeergebieten des Ozeans, also wieder an Südspanien und an den mittelamerikanischen Inseln, sowie an einigen der vulkanischen Inseln, wie den Azoren und kleineren isolierten Inseln. Die schon erwähnte Karte von Rudolph gibt dies deutlich an. Beben aber, welche vom Bette des Ozeans ausgehend sich weithin über die ganze Erde als Fernbeben ausbreiten, wie dies ja die pazifischen Beben so häufig tun, treten im Atlantik nie auf. Denn die Beben, welche durch den Vulkanismus der Azoren entstehend sich als leise Zitterungen auf unseren seismischen Instrumenten beobachten lassen, sind durchaus nur Auszitterungen der vulkanischen Tätigkeit und Erregung jener Inseln. Sonst gehen keine Erdbeben, nach keiner Seite hin, vom Atlantik als Fernbeben aus; die ihn umgebenden Kontinente bleiben durchaus unberührt und unbewegt — mit einer Ausnahme. Diese aber gehört nicht dem Atlantik, sie gehört dem Mediterrangraben an oder der Vulkanizität der Festlandbildung — ich meine das Erdbeben von Lissabon.

Von dem Cabo da Roca fällt der Meeresboden steil bis zu 5000 m Tiefe ab; es treten hier wie um die ganze mediterrane Südküste der spanischen Tafel Seebeben und Erdbebenfluten häufig ein, ebenso aber auch Festlandbeben, wie alle diese Erscheinungen auch an der Westküste Nordafrikas, die das Atlasgebirge trägt, häufig sind; dies alpine Gebirge setzt sich am Rand der spanischen Tafel als Sierra Nevada fort, deren seismische Erregbarkeit sich durch ihren alpinen Charakter und durch die Nachbarschaft des Mittelmeeres erklärt. Von Lissabon aus zieht ferner eine Reihe von submarinen, abgestumpften, jedenfalls vulkanischen Erhebungen des Meeresbodens weiter nach SW, zunächst nach Madeira und von hier aus in einzelnen Bodenschwellungen durch den alten Mediterrangraben sich fortsetzend bis zum amerikanischen Mittelmeer, wo wir wieder die

Digitized by Google

Mediterranerscheinungen reichlich vorfinden [1]). Nun ist ferner die ganze Südwestküste der spanisch-portugiesischen Halbinsel Bruchküste, wie auch das breite Tiefland, das den ausfliessenden Tajo umgibt, ein breiter Einbruch ist. Die Westküste der Halbinsel von Cabo da Roca an hat einen sehr unruhigen Bau. Bis zu dem Tajoeinbruch ziehen die geologischen Massen der Tafel [2]) alle in der Richtung nach NW., also in streng herzynischer Richtung, breite Gneisszüge mit Granitdurchbrüchen, daneben mit Auflagerungen von Silur, Kambrium, Devon, die weiter nach Westen sich in gleicher Richtung bis zur atlantischen Küste fortsetzen. Vom Cabo da Roca zieht ein schmaler Küstenzug ungegliedert, doch sehr unruhig gebildet, nach N: das Kap selbst besteht aus Granit, es ist umgeben von unterer Kreide, die mit vielen und starken Basaltdurchbrüchen durchsetzt ist; namentlich ist die Umgebung von Lissabon ganz von Basaltzügen eingeschlossen. Dann folgt nach N, mit den gleichen Vulkandurchbrüchen, ein breiter Malmzug mit Kreideschollen überlagert, nach N zu mit Dogger umrandet, bis noch weiter nördlich die geologischen Nordwestzüge, die vom Süden kommen, über die Küste hin den Ozean erreichen. Da nun die ganze spanisch-portugiesische Tafel seismisch verhältnismässig ruhig ist, da der ganze Atlantik von sich aus keine Erdbeben hervorbringt und versendet, so ist die Annahme gewiss nicht unbegründet, dass auch Lissabon durch ein vulkanisches Beben zerstört wurde, welches in unmittelbarer Nähe der Stadt entstand. Solche Beben sind an den Küsten, in den Küstenmeeren und den küstennahen Ländern des Mittelmeeres ja durchaus nicht selten.

Woher kommen nun alle diese Erscheinungen? Diese Gegensätze der beiden Ozeane, des Pazifik und des Atlantik, welchem letzteren wir den indischen Ozean durchaus anschliessen müssen, da er durchaus die gleiche Art wie die Atlantik zeigt? Wir müssen zur Beantwortung dieser Fragen auf die älteste Bildung der festwerdenden Erde zurückgehen, auf die Tetraederbildung, die bei der Abkühlung der kugelförmigen Erde infolge des Raumverlustes der Erdoberfläche sich aus der Kugelform, aber in engem Anschluss an diese entwickelte. Für die Um- oder Neugestaltung der Erde sind die vier Tetraederpunkte besonders wichtig, deren einen wir am oder im Südpol annehmen, die anderen drei aber mit Lapparent (traité

[1]) Vgl. Blatt A[1] der Carte bathymétrique und Gerh. Schott's Karte III in Bd. I der Valdivia-Expedition.

[2]) Carte géolog. internat. de l'Europe, Feuille 36, 37, 29.

Digitized by Google

de géologie 3, 1949) und Arldt, vielleicht auch mit Suess[1]) in den archäischen auf dem 60.° N. Br. gelegenen „Schilden" sehen und zwar in dem kanadischen, dem baltischen und dem Angaraschild. Besonders wichtig sind ferner die von den Tetraedereckpunkten ausgehenden Kanten, welche die Neugestaltung der Erde, durch die sie hervorgedrückt wurden, deutlich darstellten: sie verliefen von den Eckpunkten auf den Meridianen derselben zum Südpol hin, soweit die Druckkraft der Erdumgestaltung sich nach Süden hin äussern konnte. Sie mussten drei Hauptlinien des Erdkörpers bilden, die vom Angara-Eckpunkt, dem baltischen und kanadischen Eck ausgingen. Nun zeigt es sich aber, dass die Eckpunkte keineswegs gleichweit voneinander entfernt sind; dass vielmehr die östliche Entfernung des sibirischen vom kanadischen Eckpunkt (ca. 160°) von der (gleichfalls östlichen) Entfernung des kanadischen Eckpunktes über den baltischen hinaus bis wieder zum sibirischen Eckpunkt (200°) sich verhält wie etwa 4 : 5. Ziehen wir nun die Kanten, wie sie sich in ältester Regelmässigkeit bei der Entwickelung der Tetraederform bilden mussten, so erhalten wir in ihnen die Linien, die noch heute die Grundlinien des östlichen und westlichen Ufers des Pazifik bilden. Diese Uferlinien folgen schon seit frühesten Urzeiten nicht mehr der Meridianlinie des baltischen und sibirischen Eckpunktes: denn in den frühesten Zeiten der Erdentwickelung trat ja die Westverschiebung der nördlichen Halbkugel ein, sowie das östliche Zurückweichen der Kontinente beider Halbkugeln. Auch der von den drei nördlichen Tetraederpunkten sich um den Pol her bildende Landkreis ist nicht zu vergessen.

So bildete sich der Pazifik mit seinen festen Ost- und Westufern aus. Zwischen seinen beiden meridional verlaufenden Ufern aber konnten sich keine Landmassen, keine Kontinente bilden, weil durch die Umformung der Kugel zum Tetraeder die etwa vorhandenen Landmassen alle zwischen die einander näherliegenden Kanten, also in den Kugelraum zwischen der kanadischen, baltischen und sibirischen Kante gedrängt wurden, ostwärts von der kanadischen und westwärts von der sibirischen Kante. Der Raum östlich von der sibirischen und westlich der kanadischen Kante, der ja durch die unregelmässig auseinandergeschobene Lage der Tetraederecken unregelmässig und besonders gross war, blieb frei oder doch freier als die Zwischenräume der anderen Kanten von kontinentalen Bildungen und begann, infolge seiner Breite und seiner durch seine Breite grösseren Wider-

[1]) Antl. d. Erde 2, 42 f.; 58 f.; 3, 11 f.; 26 f.

Digitized by Google

standslosigkeit gegen die Schwerewirkungen, muldenartig einzusinken; zugleich nahm er Wasser auf und wurde hierdurch immer tiefer herabgedrückt. So bildete sich infolge der Entwickelung der Tetraederbildung schon in den frühesten Zeiten der Erde der Boden des Pazifik, der nie Festland wurde, der also seine älteste Form und innere Bodenbeschaffenheit im wesentlichen unverändert von jenen Urzeiten her beibehalten hat, trotz der Sedimente, der roten Tone usw. Er sank im Osten, an den Westküsten der kanadischen Kante, also an Amerika, rascher, steiler; im Westen, an der sibirischen, der asiatischen Kante allmählicher, im Anschluss an die Kontinentalmasse einen breiten Sockel bildend, an den sich aber meerwärts die ausgedehnteste und tiefste Gesamtsenkung der tellurischen Oberfläche anschloss, die westpazifische Mulde, deren Tiefe der heutigen Gesamtmasse der asiatischen Gebirgserhebung einigermassen ausgleichend entspricht.

Hier ist also ein sehr grosser Teil der ältesten Erdrinde als Meerboden bewahrt geblieben, der als solcher Eigentümlichkeiten zeigt. So besitzt er zunächst eine grössere Seismizität als die übrige Erdrinde und seine seismische Tätigkeit ist ebenfalls eigenartig: sie tritt vielfach ganz ohne vulkanische Tätigkeit auf, wohl als Fortsetzung innerer Tätigkeit, innerer Bewegungen, Erschütterungen der Erde, die aus tiefstem Grund mikroseismisch aufsteigen. Von besonderer Wichtigkeit sind hier die tiefen und langausgedehnten Bodeneinsenkungen, die „Gräben“ des Pazifik, die vor allen Küstenstrecken des Ozeans, im West, Nord und Ost gelegen sind. Die Erschütterungen des tiefsten Bodens dieser Gräben verbreiten sich als Mikroseismen im Boden des Ozeans in den gleichen Tiefenschichten, die unter den Festländern sich herziehen. Daher treten die Beben des Pazifik häufig als mikroseismische Länder- und Weltbeben auf, daher können solche Weltbeben nur vom stillen Ozean, dem gewaltigsten und ältesten Ozean der Erde, ausgehen. Daher aber treten die mächtigsten Beben der Erde da auf, wo jener eigenartig entstandene und beschaffene Meerboden des Pazifik mit den ganz anders gearteten Kontinentalmassen der Erde zusammenstösst, also an den Ufern des Pazifik. Auch vulkanische Tätigkeit, d. h. Freiwerdung und Vereinigung der heissen Gase des Erdinnern, allmähliche und plötzliche Aktivität derselben unter den Kontinenten oder ihren Meeresrändern, vorzüglich den pazifischen, können, ja müssen öfters durch die Erzitterungen und Erschütterungen des tiefsten noch festen Erdgrundes, wie wir ihn unter dem Pazifik denken müssen, ausgelöst werden.

Digitized by Google

Daher erklärt sich auch die so gewöhnliche Vulkantätigkeit an den Grabenrändern, namentlich an solchen Rändern, die durch das Festland gebildet werden (Aleutengraben, japanischer Graben usw.).

Es leuchtet ein, dass auf diesen seismischen Erscheinungen die Bildung des pazifischen Küstentypus beruht, sowie die der ostasiatischen Küstenfalten mit ihren Staffelbrüchen, die wir oben nach v. Richthofen besprachen, sowie endlich auch die Losbrechung der japanischen Inseln, die Bildung der Kurilen, des japanischen, ochotskischen Küstenmeeres usw. Der grössere Faltenreichtum Ostasiens, seine grössere Seismizität ist durch die grössere und breitere Meerestiefe, die ihm durch den ganzen Ozean hin vorlagert, zu erklären, ebenso die entsprechenden Erscheinungen vor der amerikanischen Nord- und Ostküste des Pazifik.

Vielleicht ist auch die merkwürdige Zertrümmerung des Südostendes der asiatischen Tetraederkante vor dem tiefliegenden festen Massiv des Pazifikbodens durch den Gegendruck der ihr zugehörigen Ländermasse zu erklären. Die Seismizität dieser letzteren erklärt sich sehr wohl aus der Nähe des Pazifik.

Wie verhält sich nun der Atlantik zum Pazifik? Auch für ersteren sind die Tetraederkanten von Bedeutung; er liegt inmitten der Ländermassen, welche durch die ostasiatische Kante östlich, durch die amerikanische Kante westlich begrenzt und durch die baltische, die europäisch-afrikanische Kante halbiert werden. Sämtliche Kontinente der Erde sind also zwischen der Ost- und Westkante des Pazifik auf der Gegenseite der Erde zusammengedrängt. Auch die Verschiebung der Nordhalbkugel nach Westen, das Zurückbleiben der Südhalbkugel nach Osten hat für den Atlantik Bedeutung, wie seine heutige Gestalt auf das Deutlichste zeigt und die Bruchzone zwischen Nord- und Südhalbkugel, auf der der Mittelmeergürtel beruht, war für die allmähliche Bildung des Atlantik von grosser Wichtigkeit, dessen Entwickelungsgeschichte, wie wir sehen, zum grossen Teil auf diesem Gürtel beruht. So gross die Gleichmässigkeit des Verhaltens des Pazifik durch die ganze Erdgeschichte hindurch war, so wechselnd verhielt sich der Atlantik. Grosse Teile vom ihm, der Norden wie der Süden, sind durch lange Aeonen verlandet gewesen, nur das atlantische Becken, der atlantische Teil des Trennungsgürtels zwischen Nord- und Südhalbkugel, blieb immer Meer, stand aber keineswegs immer mit dem Pazifik im Zusammenhang.

Der Boden des Atlantik ist ein ganz anderer als der des Pazifik. Den letzteren bildet, nach seiner Entstehungsgeschichte, die Ur-

Digitized by Google

masse der Erde, er steht noch heute in direktem Zusammenhang mit dem Erdinnern. Betrachten wir heute den Atlantik, so gleicht er einem Strom, der in seinen Ufern fliesst und die Form seiner Ufer angenommen hat. Sein Boden besteht aus den eingesunkenen Kontinentalflächen, die lange Zeiten hindurch sein Bett weithin bedeckten und in direktem Zusammenhang mit den übrigen, zum Teil auch noch mit den heutigen Festländern standen. Im Nord-Atlantik, in der Umgebung der britischen Inseln usw., zeigt sich dies besonders deutlich. Solche Schichten liegen infolge von Hebungen und Senkungen über dem atlantischen Boden ohne Zweifel mehrfach übereinander. Also ist seine Bildung eine ganz andere, als die des pazifischen Bodens: es fehlen die Senken, die „Gräben" vor den Ufern, es fehlen die tiefen Gräben im offenen Meeresboden, es fehlt der unmittelbare Übergang zum Erdinnern, welches unterseeisch zugedeckt ist mit jenen alten Festlandresten. Beide Ozeane stehen also auch in Hinsicht ihrer Bodenbildung in vollkommenem Gegensatz.

Daher ist auch das seismische Verhalten beider Ozeane ganz verschieden: dem Atlantik fehlt infolge seiner Bodenbildung die selbständige Seismizität, er kann deswegen keine Mikroseismen, keine Weltbeben aussenden, ebensowenig wie dies die Festländer tun und tun können. Er zeigt nur vulkanische Durchbrüche, die wohl durch den Druck, den die Muldensenken auf den atlantischen Mittelrücken, den afrikanischen Kontinentalsockel ausüben, hervorgerufen werden. Auch die Seebeben des Ozeans, — um den vulkanischen St. Pauls-Felsen so dicht geschart, ausgehend auch sonst von den vulkanischen Inseln des Ozeans — sind ohne Zweifel durch vulkanische Eruptionen veranlasst, von denen vielleicht nur wenige die Bodenrinde des Atlantik durchbrochen haben. Hierbei dürfen wir nicht ausser Acht lassen, dass die Seebeben auch um die Romanchetiefe ebenso zahlreich sind, wie um den St. Pauls-Felsen.

Digitized by Google

XVII.

Jahresbericht des Direktors der Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung und der übrigen deutschen Stationen für das Rechnungsjahr vom 1. April 1906 bis 31. März 1907.

Mit Tafel VI.

Jahresbericht des Direktors der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung zu Strassburg i. E. für das Jahr 1907.

Im Beginne des Jahres 1907 bestand die Haupttätigkeit der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in der inneren Einrichtung ihrer im Vorjahre gebauten Werkstätte; die nötigen Möbel, Instrumente und Werkzeuge wurden beschafft, zunächst für den Arbeitsraum, dann aber auch für den Raum, der zur Prüfung der Beobachtungsinstrumente bestimmt ist. Letzterer wurde gleich im Anfange sehr in Anspruch genommen durch die mannigfachen Arbeiten, die Dr. Mainka — auf dessen Bericht ich verweise — sofort in Angriff nehmen musste. Dr. Mainka führt die Aufsicht über die Tätigkeit der Werkstätte.

Die Arbeiter der Werkstätte sind ausser zwei Lehrjungen der Mechaniker Kayser und seit Ende Juli 1907 der Mechaniker Riedel, der zunächst nur für ein halbes Jahr, dann aber auf länger angestellt wurde. Beide erhalten ihre Vergütungen von der Internationalen Assoziation, da sie für diese letztere, namentlich für die unentbehrlichen, von ihr verlangten Seismometer verschiedener Art, besonders viel zu tun haben. Dagegen sind die Werkzeuge der Werkstätte Eigentum der Kaiserlichen Hauptstation.

Digitized by Google

Die Mehrkosten, die bei Errichtung und Ausrüstung der Werkstätte sich nicht vermeiden liessen, wurden zu gleichen Teilen vom Reiche und von der Landesverwaltung von Elsass-Lothringen getragen.

Die schriftstellerische Tätigkeit der Hauptstation bestand wie bisher in der Veröffentlichung der Wochenberichte: die mikroseismischen verfasst jetzt Dr. Mainka allein, die makroseismischen stellt Herr Sieberg zusammen. Letzterer zeichnete auch die Übersichtskarte der deutschen Stationen und ihrer Beobachtungsbezirke, die im Oktober dem Reichsamte des Innern eingesandt wurde, sowie ferner eine Weltkarte der seismischen Epizentren.

Die „Beiträge zur Geophysik" nehmen ihren regelmässigen Fortgang; Band 9 ist jetzt im Erscheinen.

Besonders wichtig ist für die Tätigkeit der Hauptstation die enge Verbindung mit der Internationalen Assoziation, deren Zentralbureau mit der Kaiserlichen Hauptstation vereinigt ist. Die Korrespondenz der Hauptstation wird durch diese Verbindung eine sehr ausgedehnte und rege; sie wird in deutscher, englischer und namentlich in französischer Sprache geführt; Fräulein Schweickard, Mitglied des Zentralbureaus, besorgt sie, sowie auch alle Übersetzungen in das Französische oder Englische.

Die bedeutendsten Einzelarbeiten der Hauptstation für 1907 sind durch die Internationale Assoziation veranlasst, deren Permanente Kommission bei ihrer ersten Tagung im Oktober 1906 zu Rom dem Zentralbureau eine Reihe von Aufträgen gegeben hatte, die nur unter Mitarbeit der Mitglieder der Hauptstation und unter dauernder Benutzung der Arbeitsmaterialien der Station ausgeführt werden konnten. Die beiden wissenschaftlichen Mitarbeiter, Professor Oddone-Rom und Hofrat Dr. Rosenthal-St. Petersburg, die von der Permanenten Kommission für ein Jahr mit je 5000 Mark Jahresvergütung an das Zentralbureau berufen waren, um einzelne der aufgetragenen Arbeiten zu übernehmen, benutzten hierfür das in der Bibliothek der Hauptstation vorhandene internationale Beobachtungsmaterial. Diese Aufgaben waren zunächst katalogisierende Zusammenstellungen der Erdbeben des Jahres 1904; Professor Oddone verfasste den Katalog der makroseismischen Beben; Hofrat Rosenthal den der mikroseismischen Bebenaufzeichnungen. Zugleich hatte die Permanente Kommission den Wunsch ausgesprochen, dass in Strassburg auch kleinere seismologische Arbeiten abgefasst und im Namen der Assoziation veröffentlicht würden. Auch dies geschah im Sommer

Digitized by Google

1907 von den beiden wissenschaftlichen Mitarbeitern, sowie von Strassburger Mitgliedern des Zentralbureaus. Sehr wesentlich trug zur Ausführung dieser Pläne der Assistent des Zentralbureaus Dr. Tams bei, der im August 1907 seine Stelle leider aufgab, um einem Rufe an die Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg Folge zu leisten.

Viel umfassender und schwieriger war eine weitere Aufgabe der Internationalen permanenten Kommission, die sie auf Professor Wiechert's Antrag stellte: die möglichst genaue und ausführliche Bearbeitung eines grossen Weltbebens. Auf Professor Rudolph's Vorschlag wurde hierfür das Erdbeben von Valparaiso (16. August 1906) gewählt. Professor Rudolph übernahm dann selbst die umfangreiche Arbeit, bei der ihn Dr. Tams und auch Herr Sieberg unterstützten. Ich verweise auf Professor Rudolph's anliegenden Bericht. Der mächtige Band mit 140 Tafeln und einem Textbande von Rudolph und Tams wurde der Generalversammlung der Assoziation vorgelegt, die Ende September 1907 im Haag tagte.

Bei dieser Tagung waren von den 23 assoziierten Staaten 17 durch Delegierte vertreten. Die erwähnten Jahresarbeiten des Zentralbureaus und der Hauptstation — darunter auch neue Seismometer Mainka — wurden dem Präsidium der Assoziation und der Generalversammlung vorgelegt und mit grossem Beifall aufgenommen; neue Aufgaben wurden gestellt. Die Rechnungs- und Arbeitsberichte des Direktors des Zentralbureaus wurden gebilligt. Das Zentralbureau wurde für die nächste Arbeitsperiode von vier Jahren (vom 1. April 1908 an) in Strassburg, also im Vereine mit der Kaiserlichen Hauptstation belassen. Das Präsidium der Internationalen Assoziation, bisher in Italien, geht vom 1. April 1908 nach England über, und wurde der bisherige Delegierte Englands, Professor Dr. Schuster-Manchester, zum Präsidenten gewählt. Das Vizepräsidium, bisher in den Niederlanden, übernimmt am 1. April 1908 Professor Dr. Forel in Morges.

Die Herren Professor Oddone und Hofrat Dr. Rosenthal verliessen nach Ablauf ihres Engagements im Oktober 1907 das Zentralbureau, welches von Anfang Oktober 1907 an nur über 5000 Mark zunächst für einen wissenschaftlichen Mitarbeiter verfügt; doch kann diese Summe auch an mehrere Gelehrte verteilt werden.

Als Hilfsarbeiter ist seit Oktober 1907 Dr. Szirtes aus Balassagyarmat (nordöstlich von Budapest) am Zentralbureau beschäftigt. Er hat eine Karte der geographischen Verteilung der Erdbeben-

Digitized by Google

stationen der ganzen Erde ausgearbeitet; beigefügt ist eine Tabelle, welche die Stationen nach Ländern und in alphabetischer Reihenfolge aufzählt und ferner ihre geographischen Koordinaten und die Zeitdifferenzen der letzteren mit Greenwich mitteilt. Sämtliche Angaben für die Werte der Koordinaten (mit den Quellen) sind mitgeteilt. Um diese Zahlenwerte für die seismologische Berechnung leicht und sicher verwendbar zu machen, sind die Logarithmen der Kosinus, Sinus und einschlägiger Kombinationen zur Berechnung der Azimute und Epizentren beigegeben. Die weiteren Arbeiten des Dr. Szirtes sind:

„Seismische Elemente japanischer Beben", 1. Teil (2. Teil folgt).
„Die Seismogramme der Erdbeben vom 21. Januar 1906 und vom 31. Januar 1906."

Seit Abschluss der internationalen Generalversammlung in Haag hat die mit dem Zentralbureau vereinigte Kaiserliche Hauptstation grosse Arbeit durch Verpackung und Versendung des grossen Katalogs der Seismogramme des Valparaiso- und des nordpazifischen Bebens vom 16. August 1906, den Professor Rudolph ausgearbeitet hat. Sie geschieht auf Kosten des Zentralbureaus und wird besorgt vom Diener der Hauptstation unter Oberaufsicht Professor Rudolph's. Die Versendung wird vor Beginn des Rechnungsjahres 1908 nicht fertig werden.

Die Stelle des Dr. Tams ist trotz aller Bemühungen noch nicht wieder besetzt. Auch sonst bedarf das Zentralbureau wie auch die Kaiserliche Hauptstation noch einiger Hilfsarbeiter; leider aber sind die Vergütungen, die beide Institute bieten können, zu gering. Namentlich die Kaiserliche Hauptstation bedarf nach der Seite hin noch sehr der Förderung. Die seismologische Arbeit steht noch zu abgeschlossen und isoliert, trotz ihrer Wichtigkeit für die Geophysik. Auch ist die technische Schwierigkeit der Arbeit noch zu gross und zu fremdartig.

Und doch gehen infolge der Versendung der Fragekarten und Fragebogen der Kaiserlichen Hauptstation zahlreiche Erdbebennachrichten zu, die von Wert sind; für viele der wichtigsten Einläufe ist die Hauptstation der Reichsverwaltung und den Konsulaten des Reiches grössten Dank schuldig. Denn diese Nachrichten bilden, sorgfältig eingeordnet, eine sehr wertvolle Sammlung für die Hauptstation und die mit ihr in Beziehung stehenden Stationen: sie geben ein Bild der seismischen Unruhe über die ganze Welt hin. Die sorgfältige Einordnung und Aufbewahrung der Sammlung ist Herrn Sieberg's Verdienst.

Digitized by Google

Die Bibliothek der Hauptstation, die eine Zeitlang wegen des Baues und der Einrichtung der Werkstätte etwas eingeschränkt werden werden musste, nimmt jetzt wieder reichlich zu, nicht bloss durch die sehr reichlichen wissenschaftlichen Wechselsendungen. Sie und die Bibliothek des Zentralbureaus werden beaufsichtigt und katalogisiert von Fräulein Schweickard.

Strassburg, Ende Januar 1908.

Der Direktor der Hauptstation.
gez. Prof. Dr. Gerland.

Bericht über die Tätigkeit des ständigen Mitglieds während des Jahres 1907.

1. Auf ihrer ersten Tagung im Oktober 1906 beschloss die Permanente Kommission der Internationalen seismologischen Assoziation, die Registrierungen eines Weltbebens in möglichst getreuen Abbildungen durch das Zentralbureau veröffentlichen zu lassen. Auf meinen Vorschlag wurden die beiden grossen Störungen gewählt, welche am 16. August 1906 auf allen Erdbebenstationen registriert waren. Mit der Leitung dieser Arbeit wurde ich vom Direktor des Zentralbureaus, Herrn Professor Dr. Gerland, betraut. Da die beiden Mitglieder des Zentralbureaus, Herr Professor Oddone und Dr. Rosenthal, mit anderen Arbeiten beschäftigt waren, habe ich die Arbeit allein mit Unterstützung des damaligen Assistenten am Zentralbureau, Herrn Dr. E. Tams, ausgeführt; nur die Berechnung der Epizentralentfernungen für beide Störungen rührt von den Herren Oddone und Rosenthal her.

Die Arbeit zerfällt in zwei Teile: die Sammlung der Seismogramme, welche auf 140 Tafeln durch Lichtdruck in natürlicher Grösse reproduziert sind, und den Text, welcher Begleitworte und Erläuterungen zu den Seismogrammen enthält. Um jedem Seismologen die Möglichkeit zu gewähren, den Kurven dasjenige Material zu entnehmen, welches er zur Ausführung seiner Untersuchungen gebraucht, sind die Originalseismogramme scharf und naturgetreu wiedergegeben, ausserdem sind Einrichtungen getroffen, um die Sicherheit und Genauigkeit der Ausmessungen, welche durch die Zerlegung der Seismogramme in einzelne Abschnitte beeinträchtigt

Digitized by Google

werden kann, nicht in Frage zu stellen. Als eine sichere Grundlage für eine etwaige weitere Verwertung des in den Tafeln enthaltenen Materials ist die Lesung der Seismogramme anzusehen, deren Ergebnis in Form einer Tabelle mitgeteilt ist. Mit Rücksicht auf eine homogene Bearbeitung musste hierbei von der Anwendung des internationalen Schemas abgesehen werden und erstrecken sich die Daten auf die Zeiten des Anfanges der ersten und zweiten Vorläufer sowie des Hauptbebens vom nordpazifischen Beben, ferner auf die Zeiten des Anfanges der ersten Vorläufer und des Hauptbebens vom sogenannten Valparaiso-Beben und die Gesamtdauer beider Störungen.

Um die wissenschaftliche Verwertung des in den Tafeln und der Tabelle enthaltenen mikroseismischen Materials zu ermöglichen, ist das der Kaiserlichen Hauptstation über das südamerikanische Erdbeben zugegangene makroseismische Beobachtungsmaterial zu einer Gesamtdarstellung verarbeitet worden, wobei das Hauptgewicht darauf gelegt wurde, durch kritische Verwertung der Beobachtungen ein Bild von den wichtigsten seismischen Elementen zu liefern. Die Untersuchung erstreckte sich daher auf den Verlauf der Isoseisten und die Abgrenzung der Schütterfläche, Zeit und Dauer, sowie die Natur des Bebens und die Zahl der Stösse. Eine kartographische Darstellung der Lage der Isoseisten und des Hauptschüttergebietes ist der Arbeit beigegeben. Die Bearbeitung und Veröffentlichung der Seismogramme hat die Zeit von Mitte Januar bis Ende September vollständig in Anspruch genommen.

2. Das Verzeichnis der auf den ostasiatischen Stationen im Jahre 1905 registrierten seismischen Störungen unterscheidet sich hinsichtlich seiner Anlage wesentlich von demjenigen für das Jahr 1904. An Stelle der chronologischen Aufführung, welche für den früheren Katalog gewählt wurde, habe ich eine Anordnung nach seismischen Regionen treten lassen, wodurch die wissenschaftliche Verwertung des mikroseismischen Materials erleichtert wird. Den Grundstock des Verzeichnisses bildet wiederum das vom Kaiserlich Deutschen Generalkonsul in Yokohama der Hauptstation handschriftlich übersandte Beabachtungsmaterial, welches dem japanischen Staatsanzeiger entnommen ist. Die zur Beurteilung dieses Materials unentbehrlichen Registrierungen des seismologischen Instituts in Tokio standen mir leider auch diesmal noch nicht zur Verfügung. Dagegen sind mir von den Observatorien in Manila und Sikawei einige der wichtigsten Originalseismogramme zur Benutzung überlassen worden. Durch Verbindung dieser mit den Ablesungen der Erdbebenstation Apia und

Digitized by Google

den Originalaufzeichnungen von Batavia, welche der Hauptstation von der Direktion des Magnetischen Observatoriums auch für 1905 zur Ausmessung übersandt worden sind, konnten einige der seismisch wichtigeren Herde im südostasiatischen Archipel und den angrenzenden Teilen des Indischen und Grossen Ozeans ihrer Lage nach näher bestimmt werden. Das gesamte Beobachtungsmaterial wurde auf die Periodizität der seismischen Erscheinungen Ostasiens hin sowie bezüglich der Beziehungen zwischen den Erdbeben und dem Bau Ostasiens und des westlichen Teiles des Grossen Ozeans untersucht. Als wichtigstes Ergebnis kann die Tatsache hingestellt werden, dass die grösste Zahl der seismischen Störungen überhaupt und besonders der Weltbeben aus dem Grossen und Indischen Ozean stammt. Aus diesem Grunde besteht die Absicht, das bereits veröffentlichte Material für 1904 der gleichen Untersuchung zu unterziehen und sie für die nächsten Jahre fortzusetzen.

Strassburg i. E., den 20. Januar 1908.

gez. **Prof. Dr. E. Rudolph**
ständiges Mitglied der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung.

Tätigkeitsbericht von Dr. C. Mainka für die Zeit vom 1. Januar 1907 bis 31. Dezember 1907.

Dieser Bericht umfasst:

1. Die Arbeiten im Observatorium,
2. die Arbeiten im Bureau.

1. Die Arbeiten im Observatorium.

Der Bestand an Instrumenten zur Registrierung von Erdbeben ist am Ende des Berichtsjahres folgender:

α) Photographisch registrierende Apparate:

Horizontalpendel nach von Rebeur-Paschwitz mit Luftdämpfung;

Dasselbe ohne Luftdämpfung;

Trifilargravimeter nach A. Schmidt in Stutgart;

Kegelpendel (Faden-Spitzeaufhängung):

der reflektierende Spiegel ist gleichzeitig die Masse, Öldämpfung.

Digitized by Google

Es ist in der Werkstätte des Observatoriums nach meinen Angaben.

Milnependel.

β) Mechanisch registrierende Apparate:

Horizontalpendel nach Omori:

Astatisches Pendelseismometer nach Wiechert, Masse = 1000 kg;

Mikroseismograph nach Vicentini;

Bifilares Kegelpendel nach Mainka mit Öldämpfung und ca. 300 kg Steinmasse;

Dasselbe mit Luftdämpfung und ca. 115 kg Steinmasse;

Spiralfederpendel nach Mainka: die obere Aufhängung ist bifilar, die untere Unterstützung ist durch zwei horizontal beanspruchte Spiralfedern gebildet, cf. Wochenbericht Nr. 51 1907 und Nr. 2 1908,

Bifilares Kegelpendel zur Aufzeichnung von langperiodischen Wellen, unter meiner Aufsicht in der Werkstätte des Observatoriums gebaut.

Von den eben genannten Instrumenten ist das astatische Pendelseismometer nach Wiechert in ununterbrochenem Betriebe gewesen. Die anderen Apparate waren in kürzeren oder längeren Zeiträumen ausser Funktion.

Dieses Aussetzen war teilweise durch Störung im Triebwerke, teilweise durch Benutzung des Registrierwerkes oder des Gestells für anderweitige Versuche bedingt.

Im Anfange des Berichtsjahres wurde die neue Werkstätte bezogen. Ihre Einrichtung nahm einen Teil des ersten Vierteljahres in Anspruch. Die elektrische Lichtanlage im ganzen Anbau wurde von den beiden in der Werkstätte beschäftigten Mechanikern im Monat Oktober 1907 fertiggestellt. Alle Arbeiten im Observatorium bezw. in der Werkstätte derselben sind nach meinen Angaben und unter meiner Aufsicht ausgeführt, so im besonderen die Konstruktion der Apparate Nr. 4, 9, 10, 11, und 12, ebenso auch der Umbau des Milne'schen Pendels. Dieses wurde so umgeändert, dass es mit einer ca. 80fachen Vergrösserung registriert; es hat ferner Öldämpfung erhalten. Auch die Registriergeschwindigkeit wurde auf 10 bis 15 mm/min. vergrössert. Alle oben angeführten, neu gebauten Instrumente sind bezüglich ihrer Ausführung und Konstruktion möglichst einfach gehalten.

Digitized by Google

Ende August 1907 ist mit dem Bau von 6 bifilaren Kegelpendeln nach meinen Angaben begonnen worden; auch diese sollen in möglichst einfacher Form gebaut sein. Die Masse ist ca. 130 kg Eisen. Diese Pendel sollen in den Reichslanden und in Baden aufgestellt werden und zunächst zur Registrierung von Beben dienen, deren Herd ziemlich nahe liegt. Auch die Beobachtung von stärkeren Fernbeben wird ermöglicht sein. Die schliesslich sich ergebende Vergleichung der Seismogramme dieser Instrumente wird eine Art seismischer Triangulation bilden. Auch ein bifilares Kegelpendel mit 400 kg Masse ist nach meinen Angaben im Bau begriffen. Die erwähnten 6 Pendel sind gegen Ende des Berichtsjahres zum grossen Teile fertiggestellt gewesen. Mit Prof. Baumann in Furtwangen habe ich, folgend einem Hinweise von Geh. Rat Haid, Unterhandlungen bezüglich des Baues eines genau gehenden Triebwerkes gepflogen. Prof. Baumann hat die Liebenswürdigkeit gehabt, sich mit dieser Frage eingehend zu beschäftigen und hat ein Triebwerk, das voraussichtlich sehr genau arbeiten wird, in Arbeit. Es wird Ostern 1908 fertig. Ferner war Prof. Baumann so liebenswürdig, dem Observatorium Räder und Triebe für 2 Registrierwerke mit Zylinderhemmung zu überlassen.

Über diese Arbeiten, die oben allgemein angedeutet sind, habe ich eingehender in mehreren Nummern der Zeitschrift „Der Mechaniker" berichtet, nämlich:

„Ein bifilar aufgehängtes Kegelpendel". „Kurze Zusammenstellung der modernen Erdbebeninstrumente und Winke für die Konstruktion solcher". Ein Aufsatz: „Die Arbeiten im Strassburger Observatorium" erscheint in den Sitzungsberichten der Seismologischen Internationalen Assoziation. In der Versammlung dieser Körperschaft habe ich im Haag September 1907 hierüber kurz referiert.

2. Arbeiten im Bureau.

Anfang des Jahres 1907 war ich kurze Zeit bei den Vorarbeiten für die Zusammenstellung der Seismogramme des Valparaisobebens beschäftigt. Bezüglich hierauf habe ich ein vorläufiges Progamm in Petermann's Mitteilungen Heft 2 veröffentlicht.

Die endgültige Bearbeitung der seismometrischen Registrierungen für die Wochenberichte lag während des ganzen Jahres mir ob. Von September 1907 ab mache ich diese allein, während bis dahin die Zusammenstellung der registrierten Beben und ihrer Phaseneinteilung Herr Sieberg machte.

Digitized by Google

Gelegentlich grösserer Beben war ich bei der sofortigen Bestimmung der Epizentren aus den noch aus Hamburg und Graz hinzutretenden telegraphischen Nachrichten beteiligt. Dies geschah nur für die sofortige Veröffentlichung in den Tageszeitungen.

Die Hauptarbeit im Bureau war die Bearbeitung der seismometrischen Aufzeichnungen im Jahre 1905. Die Ablesung der Seismogramme geschieht vollkommen unabhängig von den teilweise vorhandenen Wochenberichten; auch die einzelnen Instrumente werden stets für sich behandelt. Bei grösseren Beben werden die periodischen Aufzeichnungen Minute für Minute bezüglich der wahren Bodenbewegung ausgemessen, und wo es von Interesse ist, auch die scheinbaren danebengestellt. Soweit es möglich ist, werden diese Registrierungen mit denen anderer Stationen in Rücksicht auf wahre Bodenbewegung und charakteristische Wellen verglichen. Auch die Berechnung der wahren Bodenbewegung in den Vorläufern grösserer Bebenseismogramme habe ich begonnen. Wegen der unregelmässigen Gestalt der Wellen gestaltet sich diese Berechnung ziemlich schwierig.

Im Dezember 1907 habe ich im Auftrage des Direktors des Zentralbureaus eine Reise nach Furtwangen unternommen, um dort mit Professor Baumann bezüglich des Baues eines Triebwerkes Rücksprache zu nehmen.

Erwähnen will ich noch, dass ich die im Haag September 1907 für den Preisbewerb ausgestellten Instrumente im hiesigen Observatorium im Oktober 1907 aufgestellt habe. Damals wurde auch das für Disko bestimmte grosse Vertikalseismometer hier für einige Zeit aufgestellt.

Januar 1908.

gez. **Dr. C. Mainka.**

Jahresbericht der Erdbebenstation bei dem Erdmagnetischen Observatorium in München für das Jahr 1907.

Die Registrierungen des Wiechert'schen Pendelseismometers erlitten im Berichtsjahre keine wesentlichen Unterbrechungen, so dass nur wenige kurze Lücken in den Aufzeichnungen vorhanden sind. Die Empfindlichkeit des Apparats wurde immer nahe gleich gehalten,

Digitized by Google

nämlich die Schwingungszeit auf 12 Sekunden und die Vergrösserung bei 200.

Zur Ergänzung des Instrumentenparks soll baldmöglichst ein Vertikalseismometer angeschafft werden, so dass dann alle drei Komponenten registriert werden können.

Es wurden im ganzen 145 Seismogramme erhalten, von denen 6 besonders starke Fernerdbeben betreffen. Von den übrigen sind 21 mässig starke und der Rest schwache Beben. Die Resultate wurden regelmässig der Zeitschrift „Erdbebenwarte" und der „Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung" mitgeteilt, welch' letzterer ausserdem eine Anzahl wichtigerer Seismogramme übersandt wurden.

Die direkt in Bayern gefühlten Beben wurden wieder gesammelt. Sie sind in der „Erdbebenwarte" bereits veröffentlicht. Es fanden nur wenige leichte Erschütterungen in der ersten Hälfte des Jahres statt. Die meisten den Blättern entnommenen Nachrichten erwiesen sich überdies als irrtümlich.

Ausser den monatlichen Berichten über Erdbeben und magnetische Störungen in den Beilagen zur Erdbebenwarte wurden noch von mir veröffentlicht: „Die Registrierungen der letzten grossen Erdbebenkatastrophen auf der Erdbebenstation in München" in den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München; über „Wellenbewegungen bei Erdbeben" in der Naturwissenschaftlichen Rundschau. Eine eingehende Beschreibung der Erdbebenstation wurde in der „Schweiz. Bauzeitung" und in der „Süddeutschen Bauzeitung" gegeben. Von der Generalversammlung der Internationalen seismologischen Assoziation im Haag, der ich beiwohnte, habe ich ein Referat in der Naturwissenschaftlichen Rundschau und in der Erdbebenwarte veröffentlicht.

Ausserdem suchte ich durch regelmässige Bekanntgabe der wichtigeren Erdbebenregistrierungen in der Tagespresse das Interesse der Öffentlichkeit wach zu halten. Dazu kommen noch eine Anzahl Publikationen über erdmagnetische Arbeiten, wissenschaftliche Referate usw.

Die Bibliothek wurde im Berichtsjahre um 78 Nummern vermehrt, wovon ein grosser Teil Geschenke sind, für welche auch an dieser Stelle den Gebern der beste Dank des Instituts ausgedrückt sein möge.

Die in Aussicht genommenen Nebenstationen im rechtsrheinischen Bayern, Nördlingen und Passau, sind entgegen den Erwartungen noch nicht aus dem Anfangsstadium herausgekommen. Sie werden also wohl auch nicht vor zwei Jahren ins Leben treten können. Doch

Digitized by Google

besteht die Aussicht, dass wenigstens in der Rheinpfalz durch private Initiative bald eine Station gegründet wird.

München, im Januar 1808.

gez. **J. B. Messerschmitt.**

Bericht über die württembergischen Erdbebenstationen im Jahre 1907.

Über die Tätigkeit der württembergischen Erdbebenstationen ist zu berichten, dass an der Station zweiten Ranges Biberach der bis jetzt beklagte Mangel einer brauchbaren Zeitregistrierung sich durch die Bemühungen von Herrn Professor Kohler in Biberach neuerdings so gebessert hat, dass zu hoffen ist, diese Erdbebenwarte werde bei vorkommenden stärkeren Fernbeben und Nahbeben nicht bloss Registrierungen, wie bisher, sondern auch brauchbare Zeitbestimmungen liefern. Betreffs der Station Hohenheim wird auf den gedruckten Jahresbericht verwiesen. Derjenige für 1907 ist im Erscheinen begriffen.

gez. **Schmidt.**

Jahresbericht des Vorstehers der Hauptstation für Erdbebenforschung am physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg für das Kalenderjahr 1907.

Die beiden in der Hauptstation für Erdbebenforschung am phyikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg bis jetzt zur Aufstellung gekommenen Registrierinstrumente, das Wiechert'sche astatische Pendelseismometer und das Hecker'sche Horizontalpendel, waren mit geringen Unterbrechungen während des abgelaufenen Betriebsjahres unausgesetzt in Tätigkeit und haben von der Mehrzahl der zur Aufzeichnung gekommenen Beben recht gute Seismogramme ergeben. Auch das Hecker'sche Horizontalpendel liefert jetzt, nach der mit ihm vorgenommenen durchgreifenden Verbesserung, gute Aufzeichnungen.

Der Gang der Uhren hat zu keinerlei Ausstellungen Anlass gegeben, die geringen Zeitabweichungen sind kaum nennenswert.

Digitized by Google

An die beabsichtigte eingehendere Bearbeitung der Seismogramme konnte bedauerlicherweise noch immer nicht gegangen werden, da der bereits im vorjährigen Jahresberichte hervorgehobene Mangel an geeigneten Hilfskräften leider noch nicht behoben ist. Ich hoffe aber, dass mir in der allernächsten Zeit, spätestens doch im März d. J., ein wissenschaftlicher Hilfsarbeiter und ein Diener, deren Anstellung für die hiesige Hauptstation beantragt worden ist, bewilligt werden wird, so dass ich vom 1. April d. J. ab endlich mit einer regelmässigen Veröffentlichung der hiesigen Aufzeichnungen, sowie der Nachlieferung aller noch ausstehenden Berichte beginnen kann. Bisher habe ich mich nur darauf beschränken müssen, lediglich die grösseren Beben zu bearbeiten. Ich habe — in den meisten Fällen sogleich nach erfolgter Aufzeichnung — die Zeiten derselben der Kaiserlichen Hauptstation in Strassburg telegrapisch übermittelt und auch stets allen grösseren Tagesblättern zur Veröffentlichung mitgeteilt.

In letzter Zeit sind die nachstehenden Artikel und Abhandlungen über die Station zur Veröffentlichung gekommen:

1. Die Hauptstation für Erdbebenforschung am physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg, von Dr. R. Schütt.
2. Die Lage der Hauptstation für Erdbebenforschung in Hamburg, von Dr. R. Schütt.
3. Weltkarte der Azimute und der Entfernungen für Hamburg, von Prof. G. Grablovitz-Ischia.
4. Die Uhranlage der Hauptstation für Erdbebenforschung am physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg, von Dr. S. Riefler-München.

gez. **Prof. Schütt.**

Hauptstationen für Erdbebenforschung in Göttingen und Apia.

(Geophysikalisches Institut der Universität Göttingen und Samoa-Observatorium).

Bericht über das Jahr 1907.

Im Jahre 1907 wurde die Bearbeitung der Registrierungen sowohl in Göttingen wie in Apia in gleicher Weise fortgesetzt wie bisher, d. h. Göttingen lieferte Wochenberichte, Apia Monatsberichte. Der Bestand der Apparate hat sich gegen die beiden letzten Jahre nicht

Digitized by Google

geändert, doch ist für das Samoa-Observatorium ein Vertikalseismograph, von dem sogleich noch die Rede sein wird, gebaut und abgeschickt worden. Ob er schon aufgestellt worden ist, ist hier zurzeit noch nicht bekannt.

Die Beaufsichtigung der Apparate und die Auswertung der Kurven lag in Göttingen bis zum August in den Händen von Dr. K. Zoeppritz, von da ab in den Händen von Dr. L. Geiger; in Samoa ging die Leitung des Observatoriums im Januar von Dr. F. Linke, der nach Europa zurückkehrte, auf Dr. G. Angenheister über.

Im Laufe des Jahres 1907 wurde in Göttingen von dem Referenten und der Firma Spindler & Hoyer ein kleiner Horizontalseismograph (stationäre Masse 100 bis 200 kg, Luftdämpfung) und ein kleiner Vertikalseismograph (stationäre Masse 80 kg, Temperaturkompensation, Luftdämpfung) konstruiert. Der Vertikalseismograph ist auf dringenden Wunsch von Dr. Angenheister mit Rücksicht auf die Samoa-Station entstanden und wurde vorhin schon erwähnt, der Horizontalseismograph wurde auf Anregung des Preisausschreibens für 1907 der Internationalen seismologischen Assoziation gebaut und ist den Vorschriften des Ausschreibens gemäss im September 1907 im Haag bei Gelegenheit der Generalversammlung der Assoziation ausgestellt worden.

Die Versuche des Referenten, künstliche Erderschütterungen mit Seismographen hoher Empfindlichkeit zu beobachten, die mit Unterstützung der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen begonnen worden sind (erwähnt im Jahresberichte für 1905), wurden fortgesetzt. Der Apparat wurde nach den gewonnenen Erfahrungen vervollkommnet und ist jetzt auf eine 50000fache Vergrösserung eingestellt. Er fand eine Anwendung im September des Berichtsjahres auf Helgoland. Hier wurde festgestellt, dass infolge des Rückstosses der Geschütze in 600 m Abstand von diesen nur Erderschütterungen von der Grössenordnung $^1/_{10000}$ bis $^1/_{100000}$ mm auftreten. Sich anschliessende Rechnungen ergaben, dass das Geschützfeuer für den Bestand der Insel keinerlei Gefahren in sich birgt.

Zu weiteren zurzeit noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen wurde das Instrument von Herrn Markscheider Mintrop verwandt.

Was die Veröffentlichungen anbetrifft, ist zunächst zu berichten, dass der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen 1907 die folgenden Arbeiten vorgelegt wurden:

Am 8. Juni:

F. Linke, Numerische Übersicht der am Samoa-Observatorium im Jahre 1906 registrierten Fern- und Naherdbeben.

Digitized by Google

Am 12. Januar, 23. Februar, 20. Juni:

E. Wiechert und K. Zoeppritz, Erweiterungen und Nachträge zu der Arbeit „Über Erdbebenwellen", deren erste Vorlage am 15. Dezember 1906 geschah.

Am 20. Juni:

G. Angenheister (Samoa), Tongabeben vom 2. Januar 1907.

Als ganz besonders wichtiges Resultat bei diesen Arbeiten ist hervorzuheben, dass aus den Beobachtungen der Tongabeben in Samoa und Göttingen folgt, dass die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen im Metallkerne nach innen zu abnimmt. Die hohe Bedeutung der Samoastation mitten im weiten Gebiete des Stillen Ozeans zeigt sich hier in allerschärfster Weise.

Gedruckt ist bisher die Linke'sche Mitteilung, von den übrigen genannten Arbeiten, die zusammenhängen, zwar der grösste Teil (135 Seiten), jedoch noch nicht alles. — Übersichten über die Resultate wurden vom Referenten in 3 Vorträgen gegeben: Am 14. Februar im Göttinger Frauenverein (ganz populär gehalten), am 19. September auf der Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Dresden, am 23. und 24. September im Haag auf der Versammlung der Internationalen Assoziation. Von diesen Vorträgen sind die beiden ersten schon gedruckt und den Göttinger wöchentlichen Erdbebenberichten in Separatabzügen beigelegt worden. Der erste Vortrag erschien in der Deutschen Rundschau, Septemberheft 1907, der zweite Vortrag in der Physikalischen Zeitschrift, erstes Heft des Jahrg. 1908, Seite 36—47, und in den Berichten über die Verhandlungen der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte 1907.

Als Doktor-Dissertation erschien im Frühjahre von Aug. Abt die Arbeit: „Vergleichung seismischer Registrierungen von Göttingen und Essen (Ruhr)". — In Essen hatte für den Zweck der Untersuchung Herr Oberlehrer Abt ein photographierendes Horizontalpendel über ein Jahr in Gang gehalten. Es wird von dem Verfasser gezeigt, dass die beiden Stationen Essen und Göttingen, trotz der ganz verschiedenen Bedingungen der Aufstellung und der Apparate, doch in allen Einzelheiten durchaus vergleichbare Resultate ergeben. Es liessen sich auch gute Messungen der Geschwindigkeit von Erdbebenwellen ausführen.

Zu berichten ist noch, dass durch Bewilligung der Königlich Preussischen Regierung im Etatsjahre 1907/8 die Begründung von Stationen II. Ordnung auf Helgoland und in Clausthal vollzogen wurde.

Digitized by Google

In Helgoland ist die Station der Biologischen Anstalt angegliedert worden; der Referent hat dort im September und Oktober des Berichtsjahres in einem Kellerraume der Biologischen Anstalt einen Horizontalseismographen (stat. M. 100 kg) aufgestellt. Es kam das Modell zur Anwendung, welches bei Gelegenheit der Preisbewerbung konstruiert wurde. Die Bedienung des Apparats hat Herr Dr. Immermann übernommen. — Für Clausthal ist ein gleicher Apparat schon gebaut; die Aufstellung soll demnächst erfolgen.

Göttingen, Februar 1908.

gez. **E. Wiechert.**

Bericht der Erdbebenstation Leipzig über das Jahr 1907.

Im Jahre 1907 wurden die seismischen Beobachtungen der Erdbebenstation Leipzig und der dieser unterstellten Nabenstation Plauen in derselben Weise wie früher fortgesetzt. Im ersten Halbjahre 1907, also in der Zeit vom 1. Januar bis 30. Juni, gelangten in Leipzig 50, in Plauen 4 Erdstösse zur Aufzeichnung.

Die Zeiten, Amplituden und Perioden dieser Registrierungen wurden vom Observator der Bebenwarte, Dr. Franz Etzold bestimmt, ausgemessen und tabellarisch zum „Achten Bericht der Erdbebenstation Leipzig" zusammengestellt. Dieser wurde am 22. Juli der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften vorgelegt, gelangte in deren Berichten, math.-phys. Klasse 1907, Bd. 59, S. 356—370 zum Abdruck und wurde im Spätsommer vergangenen Jahres an die uns bekannten Erdbebenstationen und Interessenten versandt.

In der nämlichen Sitzung berichtete H. Credner über seine monographische Bearbeitung der „Sächsischen Erdbeben während der Jahre 1904 bis 1906". In diesem Zeitraume haben im chronischen vogtländischen Schüttergebiet zwar verschiedene Erdbewegungen stattgefunden, doch waren dieselben nicht energisch genug, um von dem kleinen Plauenschen Seismometer in 20 bis 30 oder von dem grossen Leiziger Apparat in etwa 100 km Entfernung registriert zu werden. Dahingegen hat sich bei diesen Gelegenheiten die Berichterstattung von seiten der sächsischen Erdbebenreferenten von neuem bewährt und als ausgiebig genug erwiesen, um von den makroseismischen Erscheinungen und der Grösse des jeweilig fühlbar erschütterten Areals ein klares Bild zu geben.

Digitized by Google

Grosses Aufsehen hat innerhalb Sachsens der Erdstoss erregt, welcher sich in der Frühe des 17. August 1905 im Untergrunde von Leipzig selbst ereignete. Über diese Erschütterung ging ein so reiches Beobachtungsmaterial ein, dass die sächsischen Gebiete höchster, geringerer und geringster Schütterstärke getrennt zur kartographischen Darstellung gelangen konnten. Auch war es bei diesem Beben möglich, die Registrierungen der Seismometer verschiedener Stationen zu verwerten. Auf dem Leipziger Registrierstreifen war nämlich die Eintrittszeit des recht energischen Stosses genau feststellbar, in dem 72 km entfernten Jena war von dem gleichen Wiechert'schen Seismometer wie das Leipziger ein in Vor- und Hauptphase gegliedertes Seismogramm geliefert worden, und in dem in 170 km Entfernung gelegenen Göttingen hatte das Wiechert'sche 17000 kg-Pendel eine sehr detaillierte Aufzeichnung wenigstens der Hauptphase bewirkt. Da diese Jenaer und Göttinger Registrierungen von den Herren Direktoren der dortigen Stationen in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurden, konnten die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen jenes Bebens ermittelt werden. Es stellte sich heraus, dass die Vorphasenwellen bis Jena in der Sekunde 10,3 km, die Hauptphasenwellen bis Jena 3,8, bis Göttingen 3,95 km zurückgelegt haben.

H. Credner's monographische Bearbeitung dieser seismischen Ereignisse gelangte unter Beigabe einer kartographischen Darstellung des Leipziger Bebens und von 4 Seismogrammen in den Berichten der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften 1907, Band 59, Seite 333—355 zum Abdruck und wurde einem grossen Kreise von Erdbebenstationen, Seismologen und Geologen zugesendet.

Im zweiten Halbjahr 1907, also in der Zeit vom 1. Juli bis 31. Dezember, sind in Leipzig 57 und von diesen in Plauen 10 Erdstösse aufgezeichnet worden, unter denen sich mehrere von grosser Intensität befinden. Der tabellarische, den früheren vollkommen entsprechende, von Dr. F. Etzold verfasste Bericht über diese Erdbebenaufzeichnungen wurde der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften am 11. Januar dieses Jahres vorgelegt und wird als neunter der Erdbebenstation Leipzig binnen wenigen Tagen im Druck erscheinen. Diesem Berichte werden die photolithographischen Abbildungen der am 1. August, am 21. Oktober und 23. Oktober in Leipzig erhaltenen Seismogramme beigegeben. Die letztgenannten beiden Aufzeichnungen rühren von den Erdbeben her, welche im Laufe des vergangenen Halbjahrs das grösste Aufsehen erregt haben, näm-

Digitized by Google

lich von dem Doppelstoss, der sich am 21. Oktober in Turkestan und von dem Beben, das sich am 23. Oktober in Kalabrien ereignet hat. Letzteres ist auffallenderweise in Leipzig mit nur wenig stärkerer Hauptphase zur Aufzeichnung gelangt als dasjenige, welches der am 1. August in der Herzegovina schadlos verlaufene Stoss hervorrief.

Im ganzen sind nach obigem während des Jahres 1907 in Leipzig 107, davon in Plauen 14 Erdbeben registriert worden. Beide Seismometer haben während dieses Zeitraumes keinerlei Reparatur bedurft. Die wenigen Unterbrechungen in ihren Leistungen waren stets von kurzer Dauer und wurden durch Stocken der Uhren oder des Triebwerks für das Registrierpapier hervorgerufen.

Leipzig, am 16. Februar 1908.

gez. **Dr. H. Credner.**

Bericht über die seismischen Stationen Durlach und Freiburg pro 1907.

Im Dezember 1906 wnrde an den beiden Horizontalpendeln in Durlach die Dämpfung angebracht. Nach den aus den photographischen Registrierungen entnommenen Abmessungen beträgt bei beiden Pendeln Nr. 2 und 4 die Dämpfung 1,7 : 1. Mit dieser Dämpfung registriert seit dieser Zeit der Durlacher Apparat. Durch die Erstellung der Gas- und Wasserleitung in der an der Erdbebenstation vorüberziehenden neuen Strasse konnte Ende März der Anschluss der Station an die Städtische Gas- und Wasserleitung berwerkstelligt werden, welche bei der Errichtung des oben erwähnten Vorbaues vorgesehen war. Sowohl für die allgemeine Beleuchtung als auch für die photographische Registrierung an Stelle der bisherigen Benzinlampe ist seit 1. April 1907 Gaslicht eingerichtet. Hierbei hat die photographische Beleuchtungseinrichtung einige Abänderungen erfahren. Bisher rückte nämlich nach jeder Umdrehung der Registriertrommel infolge elektrischer Auslösung einer Sperrklinke die Benzinlampe mit dem daran angebrachten Spalt auf einem Schlitten um 8 mm weiter. Bei der nunmehr getroffenen Einrichtung ist der Spalt von der Lampe getrennt. Die Lampe, ein gewöhnlicher Auerbrenner, bleibt ruhig stehen, und nur der Spalt rückt jetzt vor einer, zwischen ihm und dem Auerbrenner eingeschalteten 16 cm im Durchmesser grossen

Digitized by Google

Konvexlinse weiter. Der Spalt ist ferner auf einer drehbaren Scheibe angebracht, auf der am gegenüberliegenden Ende des Durchmessers ein zweiter Spalt mit grösserer Öffnung sitzt. Dieser dient bei Beobachtung mit freiem Auge, während ersterer für die photographische Registrierung ein für allemal eingestellt bleibt. Infolge der Gasbeleuchtung hat sich die Temperatur im Aufstellungsraum des Seismographen, die bisher im Mittel 12° betrug, nunmehr auf 17° erhöht. Mit der Erhöhung der Temperatur ist der Beobachtungsraum bedeutend trockener geworden; auch ist die für die Ventilation früher notwendige, am Fusse der Treppe angebrachte Zuglampe nicht mehr nötig. Ausser der durch die Herstellung der Gaszuleitung verursachten Betriebsstörung sind keine grösseren Unterbrechungen in den Registrierungen des Seismographen vorgekommen. Für das Jahr 1907 liegen 114 dreitägige Registrierbogen vor. Die Sekundenpendeluhr, die nunmehr über zwei Jahre in dem unterirdischen Raume beim Seismographen aufgestellt ist, hat keinerlei Reparatur benötigt und wurde allwöchentlich mit der Normaluhr der Technischen Hochschule chronographisch verglichen.

Auf der Station in Freiburg ist die Einrichtung ungeändert geblieben. Während des Jahres kamen nur einige kleinere Störungen in dem sonst ungeänderten Betrieb vor. Die Entwicklung der photographischen Registrierungen wird jedoch seit Juni 1907 in Freiburg selbst vorgenommen. Für 1907 liegen 117 dreitägige Registrierbogen vor. Von 116 Bogen aus 1906 und von zirka einem Drittel der Bogen aus 1907 sind die stündlichen Ordinaten der Registrierungen in Freiburg abgelesen.

Seit Ende 1906 haben die Herren Prof. Leutz in Karlsruhe und Prof. Neuberger in Freiburg ihre Mitarbeit niedergelegt, und ist ihnen im Naturwissenschaftlichen Verein für ihre Tätigkeit gedankt worden. An ihre Stelle ist in Freiburg Herr Prof. Dr. L. Neumann und in Karlsruhe der techn. Assistent des physikalischen Instituts Herr Laukisch getreten, während Herr Apotheker Stein wie bisher auch weiterhin für den Betrieb der Station in Durlach Sorge trägt. Den Zeitdienst für die Uhren in den Stationen Durlach und Freiburg, sowie die Bezifferung der von den beiden Stationen einlaufenden Registrierungen besorgt der Assistent am geodätischen Institut Herr Geometer Bär.

gez. **Haid.**

Digitized by Google

Astrophysikalisches Institut Heidelberg.

Im Laufe des Jahres 1907 hat keine Veränderung im Stande unserer Station stattgefunden. Das astatische Pendel hat stets befriedigend geschrieben. Von den 46 auffallenden Beben sind die Hauptdaten abgelesen und mitgeteilt worden.

gez. **Max Wolf.**

Jahresbericht der Seismischen Station zu Jena für das Jahr 1907.

Die Registrierarbeit.

Die Registrierarbeit erfolgte wie in den vergangenen Jahren vermittelst des Wiechert'schen 1200 kg-Pendels und des Straubelschen Vertikalseismographen.

Das Wiechert'sche Pendel war während des ganzen Jahres fast ununterbrochen in Tätigkeit. Im Herbste zeigte es sich anlässlich einer Konstantenbestimmung nicht ganz reibungsfrei. Der Übertragungsmechanismus wurde deshalb auseinander genommen, die Einzelteile auf ihren Zustand hin geprüft, gereinigt und geölt. Auf dem die Tischplatte tragenden Gestell wurde eine Skala angebracht, um die Stellung der Schreibarme stets kontrollieren zu können. Gleichzeitig musste das Uhrwerk einer Reparatur unterzogen werden, da sich das untere Ende der die Windflügel tragenden Achse als stark abgenutzt erwies. Nach anderthalbstündiger Unterbrechung konnte die Registrierung wieder aufgenommen werden. Die einige Tage darauf angestellte Konstantenbestimmung ergab die Werte:

	To	V	ε
E.—W.:	11,5	177	4,3.
N.—S.:	10,1	220	3,4.

Die Unabhängigkeit beider Komponenten war zwar keine vollständige, aber doch so gering, dass Vernachlässigung gestattet war.

Auch der Vertikalapparat war in ständiger Benutzung. Die Ausfälle in den Aufzeichnungen, sei es durch Versagen der Beleuchtungs- oder Registriervorrichtung hervorgerufen, zählten nur nach Stunden.

Die letzte Konstantenbestimmung lieferte die Werte:

$$To = 6{,}6, \qquad V = 2030 \qquad \varepsilon = 3{,}8.$$

Die Zeitbestimmung.

Im Herbste zeigte die astronomische Kontaktuhr Nr. 245 von Strasser & Rohde in Glashütte einen schlechten Gang, der auf Un-

Digitized by Google

sauberkeit des Werkes beruhte. Während der Reinigung dieser Uhr diente die seinerzeit als Registrierwerk des dreifachen Horizontalpendels von J. & A. Bosch in Strassburg bezogene Uhr zur Kontaktgabe.

Die Kontaktuhr Nr. 245 wurde zur Kontrolle telephonisch mit der Normaluhr der Sternwarte verglichen. Zur Zeitbestimmung wurde ferner die Einrichtung getroffen, dass das Berliner Eisenbahnzeitsignal auf das Diagramm des Wiechert'schen Pendels aufgezeichnet wurde. Vorläufig musste jedoch von seiner Verwendung Abstand genommen werden.

Die Monatsberichte wurden in der früheren Weise abgefasst und an etwa 40 Adressen zum Versand gebracht. Andererseits erhielt dafür die Station die Wochen-, Monats- und Jahresberichte einer grossen Anzahl in- und ausländischer Stationen. Auch erfuhr die Bibliothek durch zahlreiche Zuwendungen eine erfreuliche Erweiterung.

Der Bericht ist von Herrn W. Pechan, dem als Assistenten der seismischen Station alle laufenden Arbeiten obliegen, verfasst worden.

Jena, 17. März 1908.

gez. **Dr. Straubel.**

Digitized by Google

XVIII.

Das Vertikalseismometer der seismischen Station zu Jena.

Das Vertikalseismometer, das auf der Seismischen Station zu Jena die senkrechten Bodenbewegungen registriert, ist in einer einfacheren, provisorischen Form im Jahre 1900 von Professor Straubel konstruiert worden. Von ihm erhielt der Verfasser im Jahre 1902 den Auftrag zur Zusammensetzung und Prüfung des Apparates etwa in seiner jetzigen[1]) Gestalt, dem er jedoch infolge anderer Arbeit und infolge der Verspätung im Baue der seismischen Station erst 1904 nachkommen konnte.

Die vom Verfasser selbst angebrachten Änderungen betreffen die Einzelheiten der Konstruktion und der Aufstellung.

Schematische Darstellung der Wirksamkeit des Seismometers[2]).

Nach der Theorie seismischer Apparate musste von dem Vertikal-Seismometer verlangt werden:

1. Eine möglichst lange Dauer der Eigenschwingung,
2. Unempfindlichkeit gegen Horizontalstösse,
3. Eine hinreichende Dämpfung.

ad 1. Alle Vertikalseismometer beruhen darauf, dass eine Masse entgegen der Schwerkraft durch eine andere, meist elastische, Kraft

[1]) Juli 1906.

[2]) Die vorliegende Beschreibung stammt, abgesehen von der Nachschrift, aus dem Herbste 1906.

Digitized by Google

im Gleichgewichte gehalten wird. Die Schwingungsdauer eines solchen senkrecht auf- und abschwingenden schweren Körpers ist aber, wenn die senkrechte Komponente der elastischen Kraft proportional der senkrechten Entfernung des Körpers von einer spannungslosen Lage gesetzt werden darf, gleich der eines Pendels von einer Länge, die gleich ist der senkrechten Entfernung zwischen der Gleichgewichts- und der spannungslosen Lage des Körpers. Die Schwingungsdauer wächst also mit der Wurzel aus der Deformation, die die elastische Vorrichtung im Gleichgewichte durch die Schwerkraft erfährt[1]), die Empfindlichkeit für lange Wellen mit der Deformation selbst, und es gilt, diese reduzierte Deformation möglichst zu steigern, um mit einer gegebenen Menge elastischen Materials auszukommen.

Man muss also

a) dieses Material, soweit als seine Festigkeit, genauer soweit als die elastische Nachwirkung es zulässt, beanspruchen;

b) es möglichst gleichmässig beanspruchen, damit gleichzeitig an möglichst vielen Stellen das Maximum der Beanspruchung erreicht wird;

c) ein Material von möglichst grosser Festigkeit (genauer, möglichst weiter Elastizitätsgrenze) wählen.

Diesen Bedingungen genügt z. B. ein etwa horizontal an einem Ende eingeklemmter, am anderen belasteter Stahlstab, dessen Dicke nach dem belasteten Ende nach einem parabolischen Gesetze abnimmt, während die Breite konstant bleibt, oder ein Stab überall gleicher Dicke, dessen Breite nach dem Ende zu linear abnimmt. Beides gilt nur, wenn man das Eigengewicht des Stabes vernachlässigt[2]). Um die mit der Einklemmung und Befestigung des Gewichts verbundenen Übelstände zu vermeiden, wählte Prof. Straubel das symmetrische Federnpaar $L L_1$ der Fig. 1. A und A_1 sind zwei Schneidenpaare, von denen A (hergestellt durch das Ausdrehen einer zylindrischen Höhlung in einem zylindrischen Eisenstab, der in die Wand eingelassen wird) das Federnpaar, A_1 das Gewicht M trägt. Die Drehpunkte D werden ersetzt durch je ein Gehänge, das in Fig. 2 dargestellt ist und aus zwei fest miteinander verbundenen Stahlschneiden besteht. Diese liegen in Pfannen, die am Ende der Federn L und L_1 sitzen (mit ihnen aus einem Stücke bestehen). Die Federn A und A_1 sind 205 cm lang, 42 mm

[1]) Hierbei ist das Eigengewicht der elastischen Vorrichtung vernachlässigt.

[2]) Die Herstellung der auch das Eigengewicht berücksichtigenden Form machte zu grosse Schwierigkeiten.

Digitized by Google

breit und in der Mitte 8,0 mm stark; die Dicke nimmt nach dem angegebenen Gesetze bis auf 1 mm (bei den Schneiden) ab. Die Durchbiegung beträgt ca. 25 cm, die damit erzielte doppelte Schwingungsdauer etwa eine Sekunde.

Zur Erreichuug höherer Schwingungsdauer bei derselben Menge Stahl und dem gleichen Gewichte stehen zwei Wege offen. Entweder man verbindet die elastische Vorrichtung derart mit der schweren Masse M, dass beim Heben oder Senken die senkrechte Komponente der elastischen Kraft nicht proportional ist mit der Höhe des Gewichts (dann gilt die oben angegebene Formel nicht, wie z. B. bei den Apparaten, wo eine an einem horizontalen Hebel drehbare Masse durch eine etwa senkrecht ziehende, aber unterhalb des Hebels angreifende Spiralfeder gehalten wird, oder wie beim Trifilargravimeter). Oder man führt eine besondere astasierende Vorrichtung ein, die bei jeder Abweichung der Masse M aus der Gleichgewichtslage die dahin zurückziehende Kraft schwächt, indem sie eine Zusatzkraft erzeugt, die das System aus der Gleichgewichtslage entfernt. Diese Vorrichtung (Fig. 3) besteht hier aus einem, um seinen Scheitelpunkt b drehbaren, in sich festen, rechten Winkel a b c, der bei c ein Gewicht m trägt. Der horizontale Arm a b ist mit zwei Gelenken (bei a und d) mit M verbunden. Ist b c bei der Gleichgewichtslage von M senkrecht, so erzeugt m bei jeder Abweichung aus dieser Lage beiderseits gleiche Zusatzkräfte, die die Abweichung verstärken, und erhöht so die Schwingungsdauer.

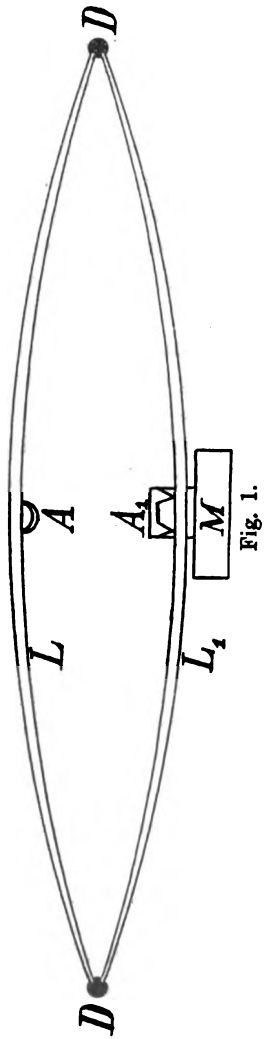


Fig. 1.

Die Anbringung der Masse m würde den Apparat, wenn auch in geringem Masse, für Horizontalschwingungen empfindlich machen. Das wird vermieden, indem eine gleiche astasierende Vorrichtung noch einmal so angebracht wird, dass beide zur Mittellinie des ganzen Apparats symmetrisch liegen (Fig. 3).

Digitized by Google

Ist die Länge a b $= a_1 b_1 = l$; b c $= b_1 c_1$ (bis zur Masse m oder m_1 gemessen) $= \lambda$, so wird die ursprüngliche Schwingungsdauer durch die Astasierungsvorrichtung im Verhältnisse von $\sqrt{M l^2} : \sqrt{M l^2 - 2 m \lambda \xi}$ gesteigert, wobei ξ die Durchbiegung der Federn bedeutet und das Trägheitsmoment der Astasierungswinkel zunächst vernachlässigt wird. Man gelangt mit $l = 10$ mm, bei sehr kleinen Dimensionen der Winkelstücke (s. u.) leicht zu 6—8^s Schwingungsdauer. Die Grenze wird durch andere, später zu erwähnende Schwierigkeiten gesteckt.

Die Verbindung der Verschiebungen von M mit Drehungen um b und b_1 kann sogleich für die photographische Registrierung ausgenutzt werden. Mit den Stücken a b c (und $a_1 b_1 c_1$) werden fest die ebenen Spiegel S (und S_1) verbunden. Das von vorn horizontal von der Beleuchtungslampe kommende Licht wird vom festen Spiegelprisma P nach unten auf S geworfen und gelangt, wie in Fig. 3 schematisch angegeben, über S_1 nach dem festen Hohlspiegel s^x, kommt von diesem auf dem früheren Wege zurück und zur Registrierwalze. Da eine senkrechte Bewegung von M beide Spiegel s und s_1 zusammenklappen oder auseinanderfallen lässt, und diese

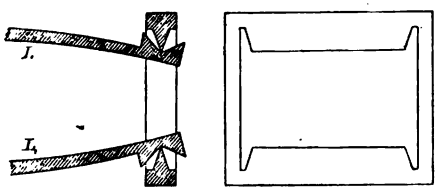


Fig. 2.

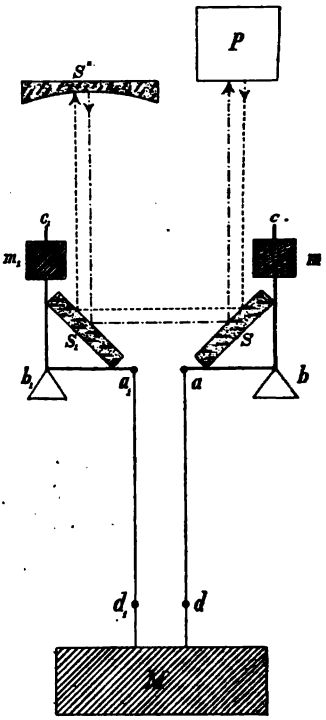


Fig. 3.

Spiegel zweimal passiert werden, so ist die schliessliche Ablenkung des zurückkehrenden Strahls achtmal so gross als der Drehungswinkel eines der beiden Spiegel.

Da a b $= a_1 b_1 = 10{,}0$ mm, die Entfernung vom Spiegel s^x bis zum photographischen Papier 597 cm beträgt, so wird die Bewegung der Masse M auf dem Papier etwa 4800 mal vergrössert.

Bliebe M bei sehr schnellen Erdbewegungen in Ruhe, so wäre dies gleichzeitig die „Vergrösserung V sehr schneller Vertikalverschiebungen".

Digitized by Google

Infolge der Trägheit der anderen beweglichen Massen, insbesondere der Astasierungsvorrichtung, macht aber M $^1/_6$ der Erdbewegung mit; es ist daher V oder die „Indikatorvergrösserung" Wiechert's etwa = 4000.

Um die Wahl dieser ausserordentlichen Vergrösserung, zumal für photographische Registrierung, zu rechtfertigen, sei bemerkt, dass sowohl Herrn Prof. Straubel wie dem Referenten die Arbeiten W. Schlüter's[1]), der die Vertikalkomponente zuerst mit seinem Klinographen in theoretisch sorgfältig begründeter Weise untersucht hat, erst bekannt wurden, als der Apparat bereits in den hier angegebenen Verhältnissen in Betrieb gesetzt war.

Es zeigten sich sehr bald, in Übereinstimmung mit Schlüter's Ergebnissen, so grosse Ausschläge, dass neuerdings wegen der mit der hohen Vergrösserung ebenfalls erhöhten sonstigen Schwierigkeiten, eine Herabsetzung, zunächst auf die Hälfte, vorgenommen worden ist. Dazu wurde der Spiegel S^x durch ein zweites Prisma ähnlich P ersetzt, das den Strahl wieder in horizontaler Richtung zurückwirft, so dass er nur einmal S und S_1 trifft. Vor P musste jetzt eine Sammellinse gesetzt werden.

Mit jedem Vertikalseismometer oder Gravimeter bekannter Konstruktion ist der Übelstand verbunden, dass die Gleichgewichtslage von der Temperatur abhängt; und zwar ist der Ausschlag für 1° Temperaturerhöhung gleich der Länge des gleichschwingenden mathematischen Pendels $\left[\left(\frac{T}{2\pi}\right)^2 g\right]$ multipliziert mit dem Temperaturkoeffizienten des Elastizitätsmoduls und der eben genannten Vergrösserung V.

Bei einer Schwingungsdauer von 7 Sekunden war also, da der Temperaturkoeffizient der Stahlfedern, an einer Probe desselben Materials bestimmt, 0,00023 war, ein Ausschlag für jeden Grad von ca. 11 m zu erwarten. Sehr bald wurde daher von dem Unterzeichneten eine Kompensation eingeführt.

Man kann eine solche dadurch bewirken, dass bei Temperaturänderung die belastende Masse sich verändert, oder so, dass sich dabei die nach den Registrierspiegeln führende Verbindungsstange a M verlängert und verkürzt. Dieses Mittel wurde gewählt. Man erkennt leicht, dass stets, wenn die Kompensation, gleichgültig ob auf die

---

1) W. Schlüter, Gerland's Beiträge z. Geophys. V. 437. 1903. Schlüter's erste Registrierungen (29. Nov. 1899) fallen zeitlich mit den Straubel'schen ersten Versuchen etwa zusammen.

Digitized by Google

eine oder die andere Weise, so angebracht ist, dass bei blosser Temperaturänderung die Astasierungsvorrichtung nicht in Tätigkeit tritt (also z. B. bei unserem Apparate, dass sich die Stücke a b c und a_1 b_1 c_1 nicht drehen), nur derjenige Temperaturausschlag zu kompensieren ist, der ohne Astasierungsvorrichtung einträte (bei unserem Apparat ein Ausschlag von 27 cm für den Grad).

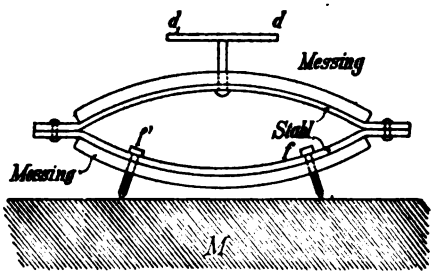


Fig. 4.

Dieser Vorteil wird hier, wo die Astasierungsvorrichtung mit dem Registrierspiegel fest verbunden ist, sozusagen von selbst erreicht; in die Verbindung d M und d_1 M wurde ein nach Art einer Wagenfeder geformtes, aber genügend starres, aus zwei Metallen verschiedener Ausdehnung (Stahl und Messing) zusammengelötetes Stück eingeschoben (Fig. 4), das nach dem Prinzipe der Metallthermometer funktioniert und zwar bei Erwärmung die Gelenke d und d_1 hebt, bei Abkühlung senkt. Die Kompensationsvorrichtung konnte in ihrer Wirksamkeit dadurch verstärkt und abgeschwächt werden, dass die beiden Fussschrauben f und f_1, mit denen sie, nur durch ihr Gewicht gehalten, auf M aufsass, enger oder weiter von der Mittellinie in dazu vorgesehene Löcher eingesetzt wurden.

Die Theorie verlangt für jedes Seismometer, das lesbare Diagramme liefern soll, eine Dämpfung der Eigenschwingungen. Hier wurde dafür dieselbe Methode benutzt, die Prof. Straubel schon früher mit Erfolg am Horizontalpendel angewandt hatte. Zwischen zwei konzentrischen Zylindern S und T (Fig. 5), die unten durch den Ring r verbunden sind, taucht der mit der Masse M verbundene Zylinder U ein. U und der innere Zylinder T sind oben durch Deckel abgeschlossen. Die zwischen diesen Deckeln etwa beim Senken des Gewichts komprimierte Luft muss den engen Weg zwisehen T und U, sodann zwischen S und U zurücklegen; die Regulierung erfolgt durch Höher- oder Tieferstellen des aus S T und r bestehenden Stückes und durch das Ventil v. Der Durchmesser von U betrug etwa 13 cm, die Höhe 5 cm, von der aber nur 1—2 cm gebraucht wurden. Der Zwischenraum zwischen T und U und zwischen U und S war 1,4 mm. Man konnte so fast jeden beliebigen Grad der Dämpfung herstellen.

Digitized by Google

Gewöhnlich war nach Wiechert's Vorgange das Verhältnis zweier aufeinander folgenden ganzen Schwingungsamplituden bei der Eigen-

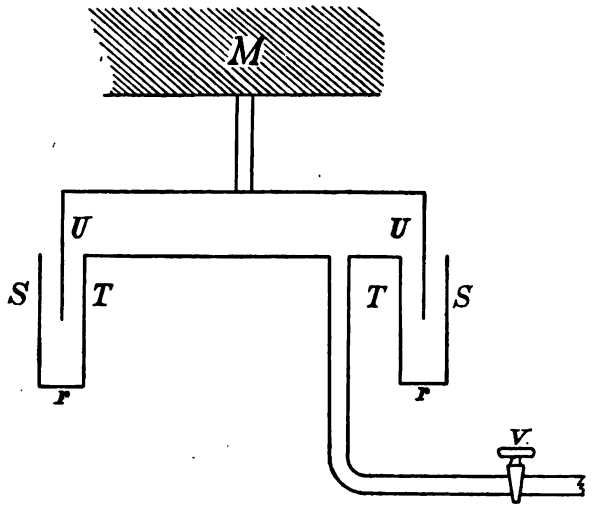


Fig. 5.

schwingung gleich 5 : 1 eingerichtet. Völlige Öffnung von v hob die Dämpfung fast ganz auf.

Die konstruktive Durchführung.

Die wirkliche Ausführung der Hauptteile des Apparats zeigt Fig. 6, die einen senkrechten Schnitt durch die Mitte der Stahlfedern darstellt, parallel zu der Wand, in die der Bolzen A eingelassen ist. (Fig. 6 d ist ebenfalls von „vorn" gesehen. 6 a, b, c sind Vertikalschnitte, die zu dem ersten senkrecht sind, 6 e ist von oben gesehen.) L und L_1 sind die oben beschriebenen Stahlfedern, L_1 trägt mittelst zweier langer Stahlprismen (p und p_1) die Platte D, auf der der beschriebene Temperaturkompensator mittelst der Fussschrauben f f_1 aufsitzt. Die Prismen p p^1 passen in Ausschnitte des Bleches bl, das um die Bleimasse M herumgelegt, diese trägt. An dem Bleche bl hängt auch der bewegliche Teil des Dämpfers. Der Oberteil des Kompensators trägt die in der Höhe verstellbare Platte S, diese die Schrauben s s_1, die mit Muttern versehen sind, und den Rahmen r. Dieser Rahmen r trifft beim Steigen der Masse M auf die Schraube ϱ, beim Sinken auf ihre Mutter ν, die mittelst des Trägers T mit dem Bolzen A verbunden sind und liefert so Anschläge, die die Bewegung des Apparats in einstellbarer Weise beschränken oder ganz aufheben.

Digitized by Google

Die obere Stahlfeder L trägt die auf 3 Stahlkugeln ruhende Platte B, auf dieser steht die Platte c mit 3 Mikrometerschrauben (σ σ_1) auf. Die Drehachsen a, a_1, b, b_1 der Figur 3 werden in

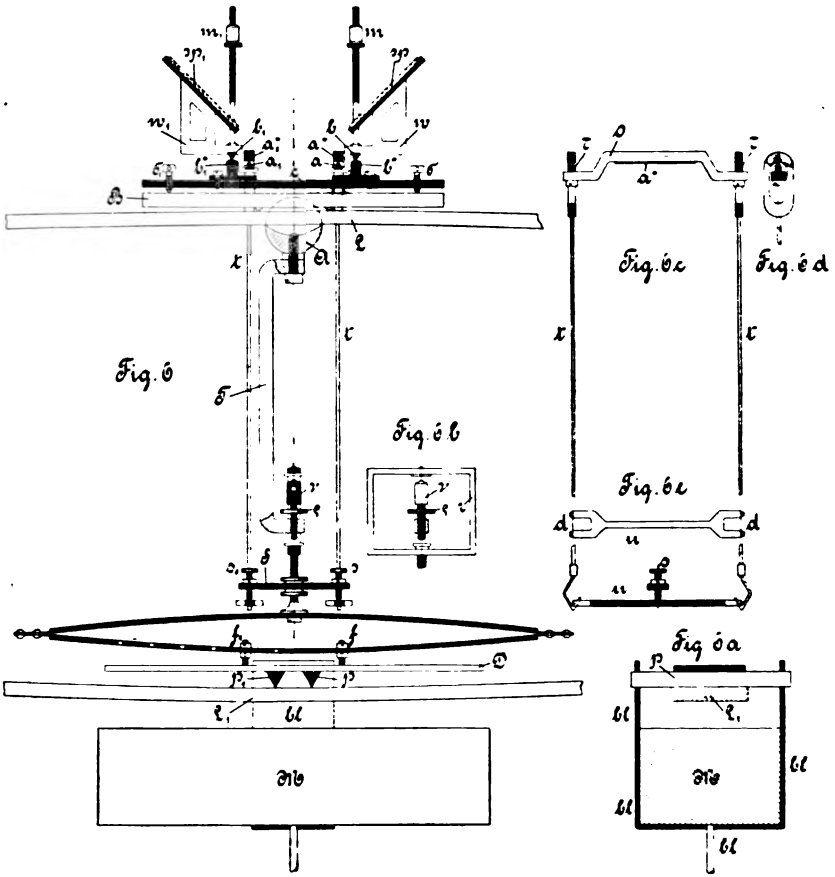


Fig. 6. Masstab 1 : 5.

Wirklichkeit durch Schneiden und Pfannen aus Achat gebildet. Die Schärfe der Schneiden ist bis auf zwei an den Enden übrig gelassene Stücke von je 1 mm Länge abgestumpft, so dass Schneiden und Pfannen einander nur an den Enden berühren. Die Pfannen b^x und b^x_1 sind in Winkelstücken eingelassen, die auf c mit Schrauben befestigt, die Pfannen gut parallel zu stellen erlauben.

Die Schneiden b und b^1, a und a_1 sind in den Winkelstücken w und w_1 eingelassen, deren Drehung um b und b^1 die Astasierung und Registrierung bewirkt, an ihnen sitzen an senkrechten Spindeln

Digitized by Google

die verstellbaren und mit Muttern klemmbaren Gewichte m, m_1, die zur Regulierung der Schwingungsdauer dienen, sowie die Spiegel sp und sp_1.

Die Verbindung der Pfannen a^x und $a^x{}_1$ mit der Masse M erfolgte zuerst so, dass die Pfannen in dem oberen Stücke o je eines viereckigen festen Rahmens (der etwa den Stücken o t t u der Fig. 6c entsprach) eingelassen waren, während die Schraube S auf das untere Stück dieses Rahmens drückte. Beim Anziehen dieser Schraube schienen jedoch Klemmungen einzutreten und die beiden Enden der Pfanne a^x oder $a^x{}_1$ schienen verschieden stark auf ihrer Schneide zu liegen. Der Rahmen wurde daher in 4 Teile zerlegt, das die Pfannen aufnehmende Oberteil O trägt zwei Stahlspitzen $\tau\,\tau$, an denen mit passend geformten Ösen die aus Draht bestehenden Zugstangen t t hängen, die vor und hinter der Feder L herabgehen; sie endigen in zwei Haken, in welche das Unterteil des früheren Rahmens mit zwei aus dünnem Stahlblech gebildeten Schneiden d eingehängt ist.

Die Stücke t t mit dem daranhängenden Unterteil u können also in der Ebene der Figur 6c schwingen und die Spitzen $\tau\,\tau$ sind etwa in gleicher Höhe mit der Schneide a, die Schärfe der Bleche d mit der Spitze von s, so dass, wenn beim Anziehen von s das Unterteil u beliebige Verrückungen oder Drehungen in der horizontalen Ebene erfährt, doch alle Teile nachgeben können.

Die Aufstellung und die Hilfsapparate.

Das Seismometer befindet sich in einer 10 m unter der Erdoberfläche in natürlichem Sandstein eingearbeiteten Kammer, in deren Wand der Bolzen A eingelassen ist. Die beständige, etwas gesättigte Feuchtigkeit des Raumes zwang dazu, den Apparat vollständig einzuschliessen.

Der leichteren Zusammensetzung wegen besteht der Einschlusskasten aus verschiedenen Teilen. Diese sind mit Flüssigkeitsrinnen oder Fett gegeneinander genügend abgedichtet, um einem grossen $CaCl_2$-Gefäss eine hinreichende Wirksamkeit zu sichern.

In der Tat hatte der Apparat, als er nach einem Jahre geöffnet wurde, nicht gelitten. Einen Teil des Abschlusses bildet das Prisma P der Fig. 3, das so eine gläserne Verschlussplatte entbehrlich macht.

Sowohl zur Nachregulierung der Einstellung, als zur Bestimmung der Vergrösserung ist das Auflegen oder Abnehmen von Gewichten (1—0,01 g) erwünscht. Am Schutzkasten musste eine Vorrichtung angebracht werden, um dies von aussen ohne Öffnung des Kastens

Digitized by Google

ausführen zu können. Bei dem kleinen Luftraume der unterirdischen Kammer und infolge der Notwendigkeit, in der Nähe des Apparats mit einer elektrischen Handlampe die Reitergewichtchen und die Verschiebungsvorrichtung zu beleuchten, änderte sich bei diesen Vorrichtungen die Einstellung doch erheblich durch Erwärmung; denn in solchen Fällen wird selten der ganze Apparat gleichmässig erwärmt, so dass die Kompensationsvorrichtung (die gegen direkte Strahlung durch einen Wasserfilter geschützt war) wirkungslos blieb oder schadete. Auch gutes Umhüllen mit Watte setzte diese Störung nur wenig herab. Daher wurden alle Einrichtungen so getroffen, das ein Betreten der Kammer nur selten nötig wurde.

Die Regulierung geschieht mit einer sehr zarten Spiralfeder, deren unteres Ende an der Masse M angreift. Das obere, am Träger A befestigt, konnte mittelst einer Mikrometerschraube auf- und abbewegt werden; diese Schraube wurde durch eine ca. 6 m lange Leitung, die vor der Kammer endigte, langsam gedreht. Man konnte die Masse um Strecken von etwa $^1/_{2000}$ mm willkürlich verschieben; jedoch folgte sie der Drehung der Leitungswelle aus unbekannten Gründen nicht immer kontinuierlich.

Die aus drei kardanisch verbundenen Röhren zusammengesetzte Welle musste an drei Punkten gestützt werden, da sonst ihre etwa durch Anstossen erzeugten Schwingungen den Lichtpunkt minutenlang zittern machten. Auch der Registrierapparat wurde vor die Kammer verlegt. Die Zylinderlinse bildete selbst den Abschluss; das sie tragende Blech, mit Filz beklebt, lehnte sich gegen einen ebenfalls mit Filz beklebten Rand eines Schlitzes in der abschliessenden Holzwand. Die den Spalt tragende Straubel'sche Lampe[1]) enthält als Lichtquelle eine elektrische Glühbirne mit einem geradlinigen Glühfaden von ca. 25 mm Länge. Der Verbrauch ist etwa 5—8 Watt bei 20 Volt Spannung.

Um künstlich von ausserhalb Schwingungen zu erregen, führte eine Rohrleitung durch die Tür in den Kasten des Apparats und endigte in dem Zwischenraume zwischen den Dämpferzylindern. Ein Schema der Einrichtung zeigt Fig. 7. Das Ventil v reguliert die Dämpfung, v^1 den Luftstrom zur künstlichen Erregung, der ausser durch den nahezu vollständigen Abschluss von v^1 noch durch einen Nebenschluss zu v geschwächt wurde und so gerade passende Stärke erhielt. Dieser Nebenschluss führte nicht in den freien Raum, sondern in den Schutzkasten.

[1]) Ergänzungsbd. I zu Gerland's Beiträgen. p. 290. 1901.

Digitized by Google

Der Schutzkasten schloss jedoch nicht hermetisch, und die Abschlüsse wurden mit der Zeit weniger dicht. So fiel nach einiger Zeit eine starke Wirkung des Schliessens (eine schwächere des Öffnens) der Kammertür auf, die bei Druckerhöhung in der Kammer in einem Sinken des Gewichts bestand. Die Dämpferschalen gingen, da der Druck zwischen ihnen sich nicht so schnell ausglich, zusammen. Wir wollen dies als dynamische Wirkung von Druckschwankungen bezeichnen. Sie ist notwendig mit jedem unsymmetrischen Luftdämpfer verbunden. Bei der ursprünglichen von Prof. Straubel am Horizontalpendel verwendeten symmetrischen Form kann sie kaum auftreten. Ein dauernder Überdruck auf einer Seite des Dämpfers von $\frac{1}{1000}$ mm Hg hätte 66 cm Ausschlag erzeugen müssen! Der Wechsel des Barometerstandes wirkte durch die Veränderung des Auftriebs der Luft, also der Schwere der Massen auf den Apparat ein. Es war für jeden mm Hg durch diese „statische" Wirkung etwa 0,64 cm Ausschlag (im entgegengesetzten Sinne wie oben) zu erwarten, was die Beobachtung mit Hilfe eines Barographen bestätigte. Das allmähliche Wandern des Lichtpunktes verdarb dementsprechend manche Diagramme durch Überdecken der Kurven, obwohl die Registrierwalze sich stündlich um 1 cm verschob. Die bereits erwähnte Herabsetzung der Vergrösserung von 4000 auf 2000 hat diesen Übelstand für die meisten Fälle beseitigt.

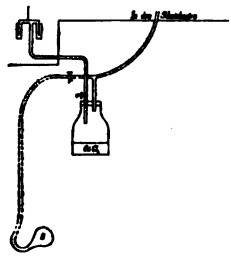


Fig. 7.

Nachschrift. März 1908.

In der oben dargestellten Form ist der Vertikalapparat seit September 1906 in Tätigkeit. Störungen der Registrierung sind fast nur durch Erlöschen der Lampe oder Verrosten des zur Bewegung des photographischen Papiers dienenden Uhrwerks eingetreten. Es erübrigt nur noch, eine im Oktober 1906 durchgeführte Änderung des Dämpfers zu erwähnen. Alle unsymmetrischen Dämpfer, d. h. alle, bei denen ein Kolben auf der einen Seite an einen durch ihn abgeschlossenen Raum, auf der anderen Seite an die freie Atmosphäre, oder wenigstens an einen weniger abgeschlossenen, oder auch nur erheblich anders dimensionierten Hohlraum grenzt, sind geeignet, Luftdruckschwankungen zu registrieren. Diese oben „dynamisch"

Digitized by Google

genannte Empfindlichkeit, die eine Tätigkeit des mit dem Dämpfer verbundenen Apparats nach Art des bekannten v. Hefner-Alteneck-schen Variometers befürchten liess, sollte ganz ausgeschieden werden. Dazu wurde der äussere Zylinder S des Straubel'schen Dämpfers, Fig. 5, soweit erhöht, dass er den eintauchenden Zylinder U überragte, und mit flüssigem Paraffin, dem etwas Xylol zugesetzt war, so hoch gefüllt, dass der Deckel von U stets ganz bedeckt war. Damit keine Luftblasen eingeschlossen würden, wurde dieser Deckel mehrfach durchbohrt. Wie früher die Luft, so muss jetzt die Flüssigkeit den (jetzt viel weiteren) zylindrischen Zwischenraum zwischen T und U und den zwischen U und S durchströmen, wenn U sich hebt oder senkt. Mann kann die Länge dieser zylindrischen Zwischenräume und damit die Stärke der Dämpfung durch Höher- oder Tieferstellen des Flüssigkeitsgefässes verändern. Der Nebenschluss V wurde beseitigt.

Die Dämpfung hängt, was leicht erklärlich ist, sehr stark von dem Mischungsverhältnis ab. Der geringe Xylolzusatz ($^1/_{16}$ Volumenteil), der bei den gewählten Dimensionen kaum zu vermeiden ist, war wahrscheinlich durch sein Verdunsten die Ursache einer allmählichen Zunahme der dämpfenden Kraft, die neue Bestimmungen und Regulierungen notwendig macht. Es ist klar, dass diese Übelstände leicht gehoben werden können.

Die Konstanten des Apparats sind zur Zeit folgende:

Dauer der ungedämpften Schwingung: 6,6;

Dämpfungsverhältnis (Verhältnis zweier aufeinanderfolgenden Schwingungsweiten): 4;

Vergrösserung sehr schneller Schwingungen: 2030.

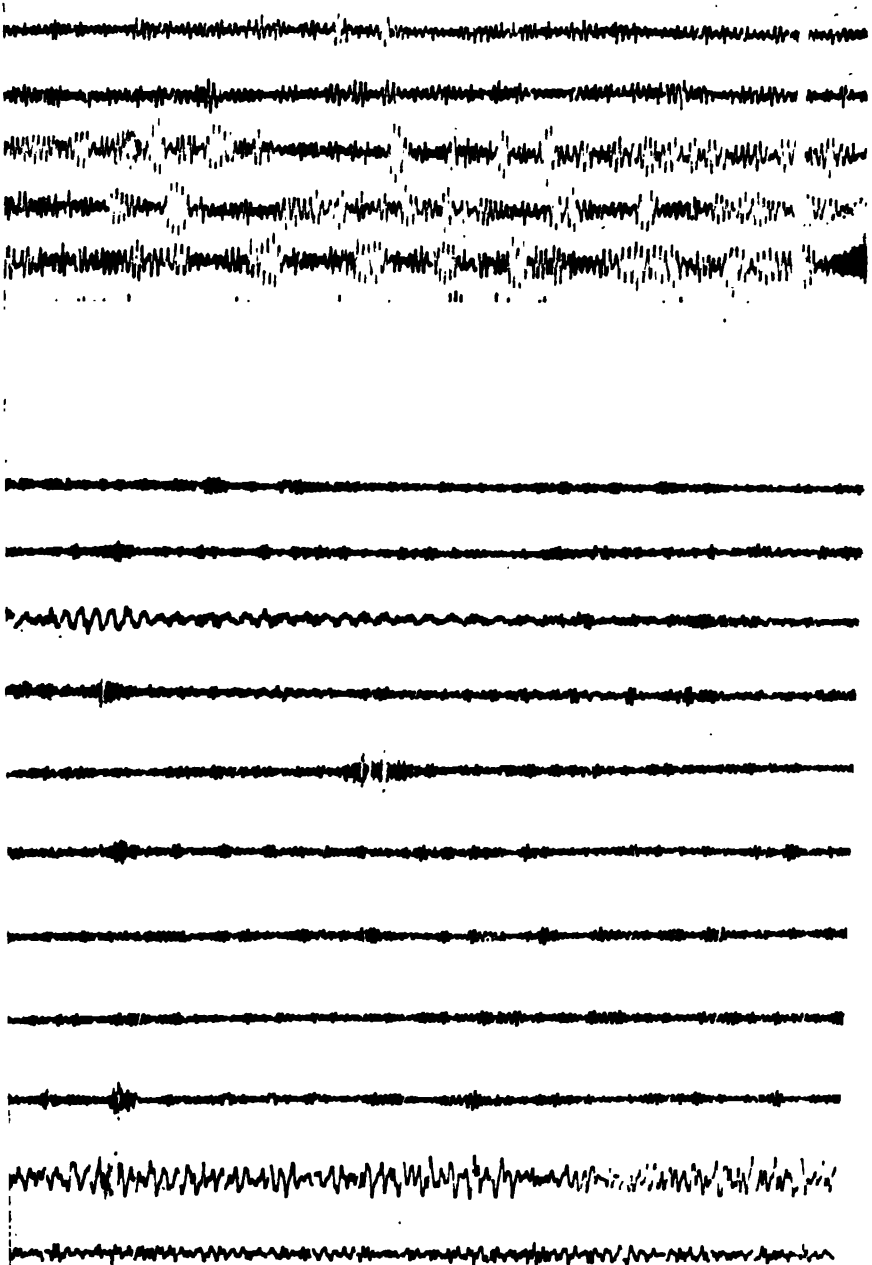
Die beigefügten Diagramme sollen Proben der Wirksamkeit des Apparats geben, der auch zu den Monatsberichten der Jenaer Station stets wichtige Beiträge liefert.

gez. **O. Eppenstein.**

Wenn auch die allgemeine konstruktive Anordnung des vorliegend beschriebenen Apparats, im besonderen der Federn, der Astasierung, des Spiegelsystems und der Dämpfung von mir herrührt, so ist doch im Zusammenhange mit der Erprobung des Apparats von Herrn Dr. Eppenstein wesentliches geändert und ergänzt worden, und es ist in der Hauptsache sein Verdienst, dass der Apparat die jetzige Form erhalten hat und gute Resultate liefert.

gez. **Dr. Straubel.**

Digitized by Google



Lichtdruck von C.G. Röder in Leipzig

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google